

Série : C

N° d'Ordre : 173

N° de Série : 50

T H E S E

présentée devant

L ' U N I V E R S I T E D E R E N N E S

U.E.R. Structure et Propriétés de la Matière

pour obtenir le grade de

DOCTEUR ES SCIENCES NATURELLES

par

Marie-Thérèse MORZADEC-KERFOURN

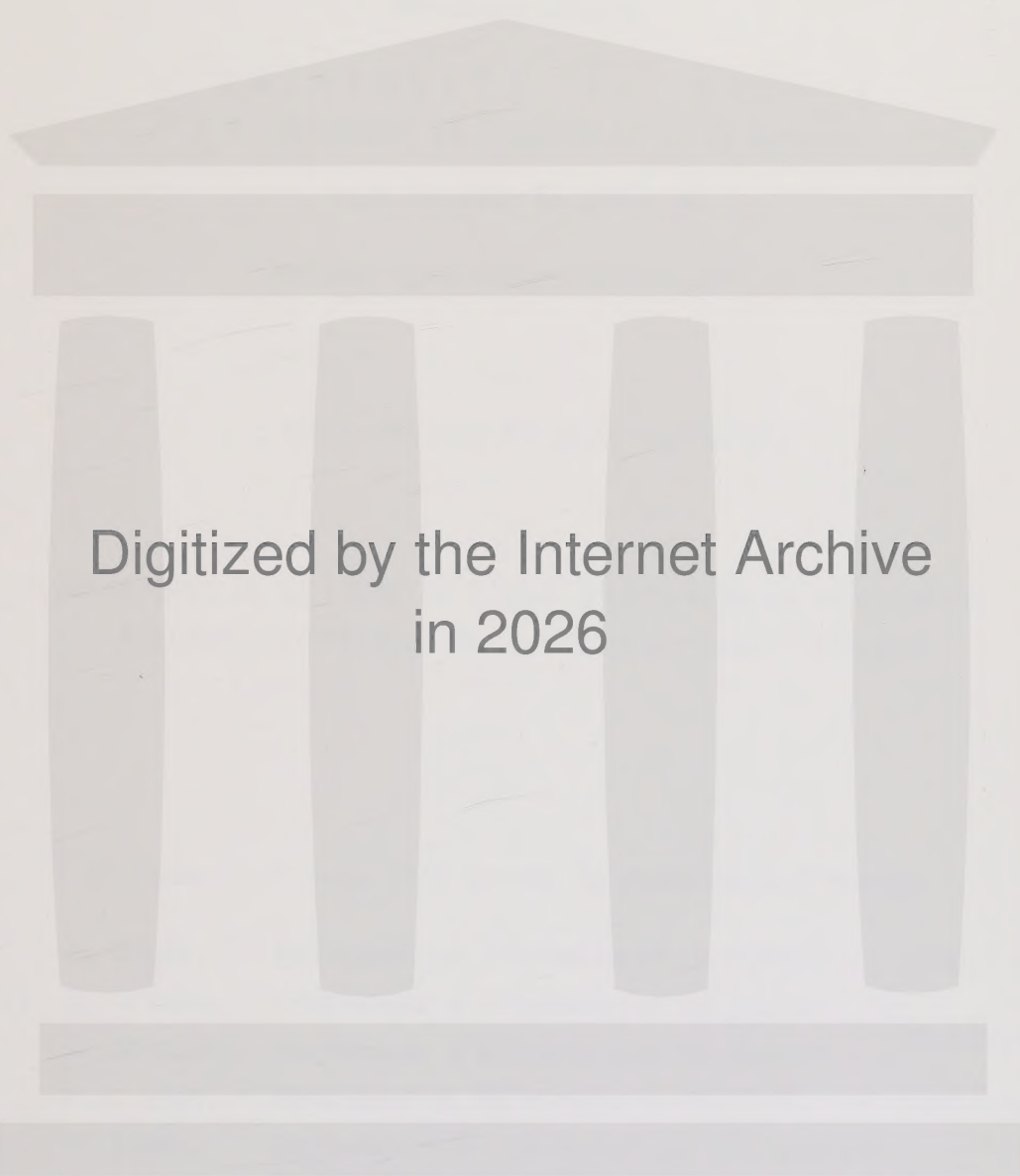
VARIATIONS DE LA LIGNE DE RIVAGE ARMORICAINE AU QUATERNAIRE

Analyses polliniques de dépôts organiques littoraux

Soutenue le 2 Juin 1973 devant la Commission d'Examen

M.	J. COGNE,	Professeur à l'Université de Rennes ...	Président
Melle	S. DURAND,	Professeur à l'Université de Rennes ...	} Examineurs
M.	G. BOILLOT,	Professeur à l'Université de Rennes ...	
M.	P.R. GIOT,	Directeur de Recherche au C.N.R.S. ...	Rapporteur
M.	H. FAURE,	Professeur de Géologie du Quaternaire à l'Université de Paris VI	
M.	A. GUILCHER,	Professeur de Géographie Physique à l'Université de Bretagne Occidentale	
M.	R.G. WEST,	Professeur de Botanique - Directeur du Département de Recherche du Quaternaire à l'Université de Cambridge (G.-B.)	

N° C.N.R.S. : A.O. 8555



Digitized by the Internet Archive
in 2026

https://archive.org/details/IA41553611_0023

Série : C

N° d'Ordre : 173

N° de Série : 50

T H E S E

présentée devant

L ' U N I V E R S I T E D E R E N N E S

U.E.R. Structure et Propriétés de la Matière

pour obtenir le grade de

DOCTEUR ES SCIENCES NATURELLES

par

Marie-Thérèse MORZADEC-KERFOURN

VARIATIONS DE LA LIGNE DE RIVAGE ARMORICAINE AU QUATERNAIRE

Analyses polliniques de dépôts organiques littoraux

Soutenue le 2 Juin 1973 devant la Commission d'Examen

M.	J. COGNE,	<i>Professeur à l'Université de Rennes ...</i>	Président
Melle	S. DURAND,	<i>Professeur à l'Université de Rennes ...</i>	} Examineurs
M.	G. BOILLOT,	<i>Professeur à l'Université de Rennes ...</i>	
M.	P.R. GIOT,	<i>Directeur de Recherche au C.N.R.S. ...</i>	Rapporteur
M.	H. FAURE,	<i>Professeur de Géologie du Quaternaire à l'Université de Paris VI</i>	
M.	A. GUILCHER,	<i>Professeur de Géographie Physique à l'Université de Bretagne Occidentale</i>	
M.	R.G. WEST,	<i>Professeur de Botanique - Directeur du Département de Recherche du Quaternaire à l'Université de Cambridge (G.-B.)</i>	



UNIVERSITE DE RENNES

U.E.R. Sciences et Philosophie

Doyens Honoraires

M. MILON Y.
M. TREHIN R.
M. SCHMITT M.
M. LE MOAL H.
M. MARTIN Y.
M. BOCLE J.

Professeurs Honoraires

M. FREYMANN R.
M. HAGENE P.
M. ROHMER R.
M. TREHIN R.
M. SALMON-LEGAGNEUR F.
M. des ABBAYES H.
M. MILON Y.

Maîtres de Conférences Honoraires

M. GRILLET L.
M. LECRECQ A.

Professeurs

Maîtres de Conférences & Chargés de Cours

Mathématiques

M. GUERINDON J.
M. METIVIER M.
M. GIORGIUTTI I.
M. TOUGERON J.C.
M. MIGNOT A.
M. HOUDEBINE J.
M. KEANE Michaël

M. BERTHELOT P.
M. BOULAYE G.
M. BREEN L.
M. CAMUS J.
M. CONZE P.
M. FERRAND D.
M. GUIVARC'H Y.

Physique

M. VACHER M.
M. VIGNERON L.
M. LE BOT J.
Mme ROBIN née SALOMOND
M. ROBIN S.
M. LE MONTAGNER S.
M. MEVEL J.Y.
M. REGENSTREIF E.
M. BRUN P.
M. LE ROUX E.
M. DUBOST G.
M. ARQUES P.Y.
M. HAEUSLER C.
M. NUSIMOVICI M.

M. GUIDINI J.
M. DECAMPS E.A.

Professeurs

Maîtres de Conférences & Chargés de Cours

Chimie

M. VENE J.
M. LE MOAL H.
M. LEVAS E.
M. PELTIER D.
M. PRIGENT J.
M. FOUCAUD A.
M. LANG J.
M. CARRIE R.
M. GUERILLOT C.R.
M. KERFANTO M.
M. DABARD R.
M. GRANDJEAN D.
M. LUCAS J.
M. MARTIN G.

M. TALLEC A.

Chimie Biologique

M. JOUAN P.
M. DUVAL J.

Géologie

M. COGNE J.
Mlle DURAND S.
M. BOILLLOT G.

M. HAMEURT J.
M. LARDEUX H.

Zoologie

M. RICHARD G.
M. MAILLET P.
M. RAZET P.
M. FOLLIOT R.
M. ALLEGRET P.
M. MANIEY J.
M. JOLY J.
M. LEFEUVRE J.C.

M. CALLEC J.J.

Botanique

M. VILLERET S.
M. CLAUSTRES G.
Mlle GOAS G.
Mlle GOAS M.
Mme LEMOINE C.

M. TOUFFET J.

Philosophie

M. ORTIGUES E.

M. JACQUES F.
M. BEYSSADE J.M.





Le littoral nord du Finistère

L'ABER WRAC'H

Cliché Heurtier

n° 51804

Musée de Rennes

TABLE DES MATIERES

INTRODUCTION	3
--------------------	---

PREMIERE PARTIE

METHODES ET APPLICATIONS DE L'ANALYSE POLLINIQUE

I - Techniques d'étude	7
II - L'analyse pollinique et la stratigraphie	10
III - L'analyse pollinique et la géochronologie	16
IV - L'analyse pollinique et l'écologie du milieu de dépôt	18

DEUXIEME PARTIE

LE PLEISTOCENE LITTORAL : INTERGLACIAIRES ET INTERSTADES

I - Les problèmes du Pleistocène armoricain	30
II - Les sédiments organiques pleistocènes	34
III - Conclusion à l'étude des dépôts organiques pleistocènes	59

TROISIEME PARTIE

LE FLANDRIEN LITTORAL ET SUBMERGE

I - Estuaires et vallées fluviales : le remblaiement fin-Boréal - Subatlantique des lits fluviales	74
II - Marais maritimes : le remblaiement fin-Boréal - Subatlantique du marais de Dol-de-Bretagne	119
III - Estrans et dunes littorales : les tourbières post-atlantiques de la côte nord du Finistère	143
IV - Conclusion à l'étude des dépôts organiques flamandais	179

CONCLUSION	189
------------------	-----

INDEX DES GISEMENTS	193
---------------------------	-----

OUVRAGES CITES	197
----------------------	-----

I N T R O D U C T I O N

Le Massif Armoricaïn est un massif ancien qui est demeuré relativement stable depuis la fin du Pliocène ; aucun mouvement de grande amplitude n'y a été observé. Il n'a jamais été atteint par les grands glaciers et a donc peu subi l'influence des mouvements isostatiques qui ont affecté le Nord de l'Europe depuis le début du Quaternaire. Ces conditions, jointes à son grand développement côtier, font du Massif Armoricaïn une zone particulièrement favorable à l'étude des variations du niveau de la mer au Quaternaire.

Mais les plages anciennes armoricaines sont très difficiles à dater. Elles se présentent sous forme de niveaux de galets correspondant à d'anciens cordons littoraux et sont dépourvues de fossiles ; leur datation est donc toujours indirecte. Ainsi les plages de bas-niveau sont souvent surmontées par des formations périglaciaires qui renferment çà et là des témoins archéologiques ou des charbons de bois qui permettent sinon de fixer avec certitude l'âge de la plage sous-jacente du moins d'exclure un certain nombre d'hypothèses (P.R. G i o t et J.L. M o n n i e r, 1972 a et b). Il existe également le long du littoral des sédiments organiques en relation plus ou moins directe avec les niveaux de plages anciennes. J'ai appliqué à ces sédiments les méthodes de l'analyse pollinique. En indiquant l'âge et les conditions de mise en place des dépôts elle renseigne sur la position approximative de la mer à une époque donnée d'un interglaciaire.

En ce qui concerne le Flandrien, les témoins des variations de la ligne de rivage sont nombreux en Bretagne dans les estuaires, les baies et sur les estrans. L'analyse pollinique appuyée par des datations radiocarbone permet de suivre l'évolution des conditions de sédimentation au Flandrien et de tracer une courbe de variation du niveau de la mer depuis 10 000 ans.

L'Homme par sa présence et son activité modifie le paysage végétal naturel qui l'entoure. Le rivage armoricaïn a toujours été une zone d'occupation privilégiée ; les sédiments littoraux renferment des pollens de plantes rudérales ou cultivées qui permettent de suivre les étapes du développement de l'agriculture en Armorique.

Quelques études palynologiques sur des sédiments quaternaires, mais uniquement flandriens, du Massif Armoricain avaient été faites auparavant.

O. E r d t m a n en 1924, dès les débuts de la Palynologie en Europe, avait analysé des échantillons prélevés lors d'une visite en Bretagne à Trémaouézan près de Landerneau (Finistère). De cette première étude O. E r d t m a n n'avait pu déduire de conclusion stratigraphique.

G. et C. D u b o i s, à qui l'on doit le développement de la Palynologie en France en tant que méthode stratigraphique du Quaternaire, ont publié de nombreux travaux sur les tourbières du littoral et de l'intérieur de la Bretagne (1933, 1935, 1938). Seuls les pollens d'arbres avaient été déterminés. Depuis C. D u b o i s et J. S a u v a g e ont repris l'étude de quelques tourbières littorales de la côte nord du Finistère (1963).

C'est afin de rechercher l'influence des populations préhistoriques et protohistoriques sur la végétation que W. V a n Z e i s t a entrepris un cycle d'étude sur les tourbières armoricaines des Montagnes d'Arrée en collaboration avec le Laboratoire d'Anthropologie Préhistorique de Rennes (1963, 1965).

Il faut également citer les travaux récents effectués sur les marges du Massif Armoricain :

- la thèse de H. E l h a ï sur la Normandie occidentale (1963) comporte une grande part de Palynologie. H. E l h a ï s'est particulièrement attaché au problème de la limite Pliocène - Quaternaire et à celui de la transgression flandrienne le long du littoral normand.
- N. P l a n c h a i s, dans sa thèse, a retracé l'évolution de la végétation post-würmienne du bassin de la Loire (1971), aux confins du Massif Armoricain, dans sa partie aval. Le problème de la Chênaie a été particulièrement étudié dans ce secteur où coexistent des espèces méridionales et atlantiques.

Si le Quaternaire couvre de grandes surfaces en Bretagne, les dépôts fossilifères sont relativement rares. Je tiens à remercier les organismes et les personnes qui m'ont procuré des échantillons : Monsieur l'Ingénieur du Génie Rural de Vannes m'a confié les sondages concernant le Val de Vilaine ; Monsieur l'Ingénieur des Ponts et Chaussées de Brest, Service maritime m'a facilité la consultation des sondages réalisés dans le chenal d'accès au port de Brest ; le C.E.A. a accordé des crédits pour effectuer des sondages dans le marais de Dol pour l'étude en collaboration avec Madame D é l i b r i a s du problème particulier des variations du niveau marin au Flandrien ; et toutes celles qui m'ont signalé la présence de dépôts tourbeux : S. D u r a n d (Dingé), B. H a l l é g o u ë t (Plouneour-Trez), C. L a r s o n n e u r (Cherbourg), M. M é l o u (Trez-Rouz), Y. M i l o n (Bri-

gnogan), P. M o r z a d e c (Port-Lazo), J.P. P i n o t (Lanmérin), Y. P l u s -
q u e l l e c (Aber-Ildut, Plouescat), J.L. M e u r y (Saint-Servan).

Mon mari a effectué avec moi le travail de terrain qui, sans son aide effi-
cace, n'aurait pu être mené à bien. Madame M. L e M o i g n e a traité avec beau-
coup de minutie la plupart des échantillons, améliorant sans cesse pour me facili-
ter les comptages, la technique de préparation.

En retraçant les étapes de ce travail, je voudrais rendre hommage et remer-
cier très sincèrement tous ceux qui m'ont aidé et soutenu durant ces années.

Monsieur le Doyen M i l o n et Mademoiselle S. D u r a n d , Professeur,
m'ont guidé au début de mes recherches à l'occasion d'un Diplôme d'Etudes Supérieu-
res ; ils m'ont accordé leur confiance en me proposant un poste d'Assistant. Depuis
ils se sont toujours vivement intéressés aux résultats de mon travail.

J'ai acquis ma formation de Palynologiste au Laboratoire de Cambridge, Sub-
departement of Quaternary Research, dirigé alors par Sir H. G o d w i n . J'ai fait
mes premiers essais de détermination sous l'oeil vigilant de Mademoiselle A. A n -
d r e w . J'ai toujours trouvé par la suite, auprès du Professeur H. G o d w i n et
des chercheurs du laboratoire, une aide constante. Le Professeur R.G. W e s t qui
dirige actuellement le laboratoire a accepté de lire et de commenter mon manuscrit,
après avoir visité les gisements lors d'une excursion de l'I.N.Q.U.A. en 1969.

J'ai véritablement pris conscience des problèmes posés par le Quaternaire
armoricain lors de discussions avec Monsieur P.R. G i o t , Directeur de Recherche
au C.N.R.S., tant au laboratoire que sur le terrain. Je lui dois l'orientation actuel-
le de mes recherches. J'ai toujours trouvé un écho à mes préoccupations auprès des
chercheurs du Laboratoire d'Anthropologie, Préhistoire, Protohistoire et Quaternaire
armoricains qu'il dirige : J. B r i a r d , P.L G o u l e t q u e r , J. L 'H e l -
g o u a c h , C.T. L e r o u x , J.L. M o n n i e r .

Dès le début de mes recherches j'ai obtenu du Laboratoire des Faibles Radio-
activités de Gif-sur-Yvette, par l'intermédiaire de Monsieur P.R. G i o t , un cer-
tain nombre de mesures d'âge. Cette collaboration avec Madame G. D é l i b r i a s ,
Ingénieur au C.N.R.S., est allée s'accroissant par la suite ; une méthode complétant
l'autre, nous avons été souvent amenées à revoir nos propres datations.

Dans le cadre de l'Institut de Géologie, j'ai été accueillie par le Labora-
toire de Paléontologie et de Stratigraphie. Tour à tour, Mademoiselle A. R e n a u d
Professeur, Monsieur A. P h i l i p p o t Professeur, Monsieur H. L a r d e u x
Maître de Conférences, m'ont accordé l'aide technique et matérielle nécessaire à la
poursuite de mon travail. Je dois beaucoup à la compréhension de tous les chercheurs,

paléontologistes du Paléozoïque.

Depuis sa venue à Rennes, Monsieur J. C o g n é, Professeur, a toujours facilité mes recherches, se préoccupant de mon insertion dans une équipe.

Le sujet de mes recherches me rapprochait de l'Océanographie. En m'accordant une place dans son laboratoire, Monsieur G. B o i l l o t, Professeur, me permettait d'utiles discussions. Ces critiques après la lecture du premier manuscrit m'ont incité à plus de rigueur et de méthode dans la présentation des résultats.

La préparation de l'excursion du Congrès I.N.Q.U.A. en Bretagne, en 1969, a été pour moi l'occasion de nombreuses discussions sur le terrain avec Monsieur A. G u i l c h e r Professeur ; ses observations m'ont été fort utiles pour la rédaction de ce mémoire.

Les excursions du Congrès International de l'I.N.Q.U.A. en 1969, m'ont permis de connaître de nombreux chercheurs étrangers et français, d'échanger quelques idées avec le Professeur G.F. M i t c h e l l qui avait rencontré les mêmes problèmes sur les côtes d'Irlande et avec Monsieur H. F a u r e Professeur qui venait d'étudier le long des côtes africaines, les variations flandriennes du niveau marin.

La dactylographie a été réalisée par Madame M. L e M o i g n e, la réduction des dessins et le tirage Offset par Monsieur H. L h u i s s i e r. Ce mémoire témoigne de leur souci de perfection et je les remercie de la qualité exceptionnelle de leur travail.

Au moment de la mise au point finale du mémoire, j'ai été particulièrement sensible au soutien constant de Monsieur H. L a r d e u x, à la gentillesse de Madame M. L e M o i g n e et à l'aide vigilante de mon mari.

P R E M I E R E P A R T I E

M E T H O D E S E T A P P L I C A T I O N S D E L ' A N A L Y S E P O L L I N I Q U E

SOMMAIRE

I	-	TECHNIQUES D'ETUDE	7
A	-	Préparation des échantillons	8
B	-	Comptage des grains de pollens et des spores	8
C	-	Représentation graphique des résultats de l'analyse pollinique	9
II	-	L'ANALYSE POLLINIQUE ET LA STRATIGRAPHIE	10
A	-	La flore interglaciaire	10
B	-	La flore glaciaire	14
C	-	Limites de la méthode	15
III	-	L'ANALYSE POLLINIQUE ET LA GEOCHRONOLOGIE	16
IV	-	L'ANALYSE POLLINIQUE ET L'ECOLOGIE DU MILIEU DE DEPOT ...	18
A	-	Caractères des marais littoraux	18
B	-	Etude d'un marais actuel : Plévenon (Côtes-du-Nord).	18
C	-	Etude d'un schorre actuel : Fouesnant (Finistère) ..	23
D	-	Conclusion	27

I - T E C H N I Q U E S D ' E T U D E

Les grains de pollen et les spores, disséminés par le vent ou les insectes, ont une paroi très résistante qui permet leur conservation dans les sédiments maintenus à l'abri de l'oxydation. La tourbe est le milieu le plus favorable, mais les vasès, les argiles ou les sables fins peuvent également en contenir.

Les prélèvements d'échantillons dans les dépôts peu épais, sur les estrans

ou en falaise, ont été effectués sur la paroi d'une tranchée ou à l'aide d'une sonde pédologique, simple tube d'acier que l'on enfonce dans le sédiment. La sonde Hiller n'a jamais pu être utilisée à cause de la présence de sable et de gravier dans ces tourbes littorales. Pour les dépôts plus épais, des estuaires et des baies, j'ai pu bénéficier de carottes de sondages réalisés pour l'étude de projets de travaux publics : barrage, port pétrolier ; les sondages du marais de Dol-de-Bretagne (Ille-et-Vilaine) ont été effectués, spécialement pour l'étude des variations du niveau de la mer au Flandrien, en collaboration avec G. D é l i b r i a s, (Centre des Faibles Radioactivités, Gif-sur-Yvette).

A - PREPARATION DES ECHANTILLONS

La grande résistance chimique de la paroi des grains de pollen et des spores permet l'utilisation d'acides forts pour les extraire des sédiments. Toutes les techniques de préparation des échantillons entraînant la destruction de la matière organique et de la matière minérale peuvent être utilisées.

Les échantillons ont été préparés suivant la méthode décrite par M. V a n C a m p o (1950) :

- élimination des matières humiques par une solution de potasse à 10 % (l'eau oxygénée à 10 % a parfois été employée pour des échantillons très argileux) ;
- élimination des substances minérales par action à chaud puis à froid d'acide fluorhydrique ;
- oxydation par le perborate en présence de soude.

Pour certains échantillons très détritiques du Pleistocène, ce traitement a été suivi d'une concentration au Bromoforme-Ethanol.

B - COMPTAGE DES GRAINS DE POLLEN ET DES SPORES

Dans une coupe donnée, les pollens et spores sont déterminés à différents niveaux. La distance entre les prélèvements varie en fonction de la nature du sédiment. Elle est de 2 cm dans les tourbes très compactées et de 25 cm, parfois 50 cm, dans les vases et les sables à sédimentation rapide.

Le nombre de grains de pollen examinés pour chacun des niveaux dépend essentiellement des caractères de la végétation fossile. En général, j'ai compté 150 pollens d'arbres ; le nombre total des pollens et des spores étant voisin de 800. Mais une forte représentation d'une essence arbustive, *Alnus* par exemple, oblige à atteindre le chiffre de 500 pollens d'arbres pour avoir une idée de l'ensemble de la végétation. Par contre, pour les dépôts à dominance d'Herbacées, 50 pollens d'arbres correspondent à un total de pollens et de spores voisin de 2 000. La détermination

des genres a été faite pour les pollens d'arbres et d'arbustes. Les pollens de plantes herbacées ont été groupés par famille, à l'exception de ceux présentant un intérêt pour l'interprétation du diagramme pollinique ; la détermination a été alors parfois menée jusqu'au niveau de l'espèce.

C - REPRESENTATION GRAPHIQUE DES RESULTATS DE L'ANALYSE POLLINIQUE

Un diagramme pollinique est l'image de la végétation conservée dans un dépôt. Sur ce diagramme est figuré le nombre des pollens et spores comptés, non en valeur absolue, mais calculé par rapport à une somme pollinique de base ramenée à 100.

Le choix de la somme pollinique de base est fonction de deux préoccupations :

- faire apparaître très clairement la succession stratigraphique du dépôt, donc insister sur la représentation arbustive ; dans ce cas les calculs de pourcentages se font à partir de la somme des pollens d'arbres (L. Von Post 1929, K. Faegri et J. Iversen 1950, H. Godwin 1956 ...).
- faciliter l'interprétation écologique du diagramme, en ne négligeant pas le rôle des plantes herbacées, donc en effectuant les calculs à partir de la somme totale des pollens (G.W. Dimbleby 1961, A.V. Munaut 1967 ...).

Ces deux modes de figuration ne sont, évidemment, pas en contradiction ; la stratigraphie des dépôts apparaît aussi en calculant la représentation des pollens à partir de la somme totale, mais il m'a semblé qu'elle était moins évidente, plus délicate "à lire" pour un géologue ou un géographe qui ne serait pas palynologiste. Il est toujours possible, connaissant bien le mode de calcul adopté, d'interpréter correctement un diagramme pollinique. C'est pourquoi dans ce travail, essentiellement stratigraphique, j'ai utilisé le premier mode de calcul à partir de la somme des pollens d'arbres, en excluant toutefois *Corylus* et *Salix*. Un diagramme général a été tracé à partir de cette base pour chacun des gisements étudiés. Les courbes de variation de fréquence des différents genres et familles sont présentées séparément. Un diagramme cumulatif simplifié a été construit à partir des pourcentages de pollens d'arbres, d'arbustes, de plantes herbacées et de spores de Fougères. Enfin, outre les profondeurs exprimées en cm à partir de la surface, une colonne traduisant la nature du dépôt est présentée à la gauche de chaque diagramme pollinique.

Cependant la flore glaciaire est pauvre en éléments arbustifs (*Betula* et *Pinus* rares) ; les diagrammes polliniques dans ce cas ont été établis à partir du nombre total des pollens et spores.

II - L'ANALYSE POLLINIQUE ET LA STRATIGRAPHIE

Le Quaternaire (J. D e s n o y e r s, 1829) couvre, à l'échelle géologique, une très courte période. Son histoire est dominée par les glaciations. Les subdivisions stratigraphiques sont basées sur les variations climatiques : des périodes froides, souvent glaciaires, alternant avec des périodes plus chaudes, non glaciaires. Ces variations jouent en effet un rôle primordial dans la morphologie des reliefs, la lithologie des sédiments, la composition de la faune et de la flore. De plus, à cause de la rétention de l'eau par les glaciers, elles influent sur les variations du niveau marin. La stratigraphie des dépôts quaternaires est donc très souvent établie à l'aide de méthodes différentes : Lithologie, Géomorphologie, Paléontologie, Palynologie ... ce qui rend très difficiles les corrélations entre les périodes climatiques reconnues en des points éloignés (Tableau I). Dans ce travail, j'ai utilisé la chronologie établie aux Pays-Bas et en Allemagne qui est celle généralement admise pour le NW de l'Europe (P. W o l d s t e d t, 1958, 1969), en me conformant à la résolution du 18 ème Congrès Géologique International, réuni à Londres en 1948, qui inclut le Calabrien dans le Pleistocène.

L'intérêt de l'analyse pollinique pour l'étude stratigraphique du Quaternaire est apparu très rapidement après la publication du premier diagramme pollinique par L. V o n P o s t en 1916 et les recherches se sont développées particulièrement en Europe du NW.

A - LA FLORE INTERGLACIAIRE

Les études polliniques ont permis une bonne connaissance de la flore quaternaire et de son évolution notamment pour ce qui concerne les 3 derniers interglaciaires et le Flandrien. Deux grands principes sont apparus, soulignant l'intérêt stratigraphique de ces études .

- Le schéma de l'évolution de la végétation, soumise aux mêmes exigences climatiques, a été identique durant chaque interglaciaire en Europe du Nord ; la longueur et le degré de l'amélioration climatique permettant le développement d'une forêt tempérée.

Des zones caractérisées par des associations polliniques, et pouvant avoir une valeur biostratigraphique, ont été établies pour chaque période de réchauffement dans diverses régions. Récemment, J. I v e r s e n (1958), S.T. A n d e r s e n (1966), C. T u r n e r et R.G. W e s t (1968) , R.G. W e s t (1970) ont insisté sur la nécessité d'adopter un principe de zonation standard afin de rendre plus aisées

		Méditerranée	Alpes	Allemagne Pays-Bas	Grande-Bretagne
	Holocène	Versilien	Postglaciaire	Flandrien	Flandrien
Pleistocène	supérieur	Tyrrhénien II	Würm	Weichselien Eemien	Devensien Ipswichien
	moyen	Tyrrhénien I Sicilien	Riss Mindel	Saalien Holsteinien Elsterien "Cromerien"	Wolstonien Hoxnien Anglien Cromerien
	inférieur	Calabrien	Günz Donau Biber	Menapien Waalien Eburonien Tiglien Praetiglien	Beestonien Pastonien Bavention Antien Thurnien Ludhamien
Pliocène				Reuverien	

Tableau I. - Corrélations possibles entre les différentes périodes climatiques reconnues dans les dépôts quaternaires en Europe occidentale.

les corrélations entre les différents sites européens.

La limite glaciaire - interglaciaire, en Europe du NW, est définie dans les diagrammes polliniques au point où le nombre des pollens d'arbres dépasse celui des plantes herbacées. Reprenant les arguments de J. I v e r s e n et S.T. A n d e r s e n, C. T u r n e r et R.G. W e s t ont proposé une division en 4 zones de chaque interglaciaire (1968, p. 97).

Zone I : Zone pré-tempérée

La zone pré-tempérée est caractérisée par l'installation d'une végétation forestière après une période tardi-glaciaire. Les arbres dominants sont généralement *Betula* et *Pinus* ; mais les arbustes et les herbacées de terrain découvert jouent toujours un rôle important dans la végétation.

Zone II : Zone éo-tempérée

Au cours de cette zone la Chênaie mixte avec *Quercus*, *Ulmus*, *Fraxinus* et *Corylus* s'établit puis s'étend. La forêt atteint son maximum de développement.

Zone III : Zone tardi-tempérée

Le début de la zone tardi-tempérée est marqué par l'apparition de *Carpinus*, *Abies* et *Picea* (*Fagus* jouent peut-être un rôle comparable dans le Flandrien). Ce développement s'accompagne du déclin de la Chênaie.

Zone IV : Zone post-tempérée

La zone post-tempérée est caractérisée par un retour à la dominance des arbres à caractères boréaux : *Pinus*, *Betula* et *Picea*, une diminution de la forêt et une extension progressive des plantes de terrains découverts, en particulier de landes humides. Elle est suivie par une zone pré-glaciaire.

Cette zonation établie sur les faits majeurs de l'évolution de la flore est applicable à tous les interglaciaires, en faisant précéder le numéro de la zone de l'abréviation de l'interglaciaire correspondant : Cromérien - Cr, Holsteinien - Ho, Eemien - Ee, Flandrien - Fl. Ce système de zonation, proposé par C. T u r n e r et R.G. W e s t (1968), d'application très simple, devrait faciliter les corrélations à travers l'Europe, en particulier pour les interglaciaires non accessibles par les datations radiocarbone.

Des subdivisions ou sous-zones, ayant un caractère local ou régional, peuvent ensuite se placer à l'intérieur de ce schéma général ; notamment pour le Flandrien où la multiplicité des renseignements permet d'envisager une stratigraphie plus fine. Le littoral de la Bretagne fait partie du domaine atlantico-européen et s'apparente aux contrées océaniques du SW de l'Angleterre et de l'W de l'Irlande (R. C o r i l l i o n, 1962). Aussi, il est possible d'adopter pour l'étude du Flandrien les subdivisions établies pour l'Angleterre et le Pays de Galles par H. G o d w i n (1940) (Tableau II). Les limites entre les différentes zones ne sont sans doute pas synchrones en Angleterre et en Bretagne ; elles seront précisées par des datations radiocarbone.

R.G. W e s t (1970) fait débiter la zone Fl III au moment du déclin d'*Ulmus*, à la limite entre les zones VIIa et VIIb de H. G o d w i n (1940). Cette zone Fl III recouvre ainsi toute la période du Flandrien où la végétation est soumise au défrichement. Mais cette limite n'est pas une limite stable à cause du critère

Zonation de H. Godwin (1940)	Associations polliniques	Zonation de C. Turner et R.G. West (1968)
Zone VIII	<i>Quercus, Alnus, Fagus</i>	F1 III
Zone VIIb Zone VIIa	<i>Alnus, Quercus</i> <i>Quercus, Alnus, Ulmus, Tilia</i>	F1 II
Zone VI Zone V Zone IV	<i>Pinus, Corylus, Quercus</i> <i>Pinus, Corylus, Betula</i> <i>Betula, Pinus</i>	F1 I
Zone III Zone II Zone I	Herbacées dominantes	t W

Tableau II. - Zonation pollinique du Flandrien.

utilisé pour la définir. *Ulmus* est, en effet, fortement lié aux conditions édaphiques et ne se développe vraiment bien que sur substrat calcaire. En Bretagne par exemple il reste toujours très limité. D'autre part la régression d'*Ulmus*, conséquence des défrichements depuis le Néolithique, n'est pas synchrone dans toutes les régions. Le développement de *Fagus* me semble préférable pour caractériser le début de la zone F1 III. Les modifications de la végétation sont très importantes au début de la zone VIII, notamment dans le N de l'Europe (J.J. D o n n e r 1971), même lorsque *Fagus* n'apparaît pas.

- La composition des associations polliniques arbustives est spécifique à chaque interglaciaire ; les essences ayant chacune leur propre comportement dans les mouvements répétés des flores vers le Nord et vers le Sud.

Le début du Quaternaire (Pleistocène inférieur) voit en Europe du NW la disparition des éléments nord-américains et asiatiques de la riche flore pliocène.

Flandrien (Fl)	<i>(Fagus), Carpinus</i>	Holocène
.....		
Weichselien		Pleistocène
Eemien (Ee)	<i>Carpinus, Picea, (Abies)</i>	supérieur
Saalien		Pleistocène moyen
Holsteinien (Ho)	<i>Abies, Carpinus, (Pterocarya)</i>	
Elsterien		
Cromerien (Cr)	<i>Carpinus, Abies, Picea</i>	
Menapien	<i>Tsuga</i> disparaît	Pleistocène
		inférieur

Tableau III. - Eléments caractéristiques de la flore arbustive tardi-tempérée des quatre derniers interglaciaires en Europe du NW.

Dès le premier refroidissement prétiligien disparaissent *Nyssa*, *Sciadopitys*, *Taxodium*, *Liquidambar*, puis progressivement *Carya*, *Eucommia*, *Tsuga*. A partir du Cromerien, toutes les espèces sont présentes dans la végétation actuelle à l'exclusion de *Pterocarya* qui se maintient localement à l'Holsteinien.

La distinction entre les interglaciaires se fait essentiellement au niveau de la zone tardi-tempérée en liaison avec la migration tardive de certains arbres (Tableau III).

B - LA FLORE GLACIAIRE

Notre connaissance des éléments de la flore glaciaire est plus restreinte. Dans les sédiments glaciaires le taux des pollens de plantes herbacées est toujours

très élevé et les pollens d'arbres thermophiles sont absents. Ceux-ci apparaissent en faibles pourcentages pendant les interstades alors que les Herbacées diminuent. Au cours des interstades, la durée plus courte du réchauffement ou l'amélioration climatique plus faible, ne permet pas le développement de la forêt tempérée. Seules les zones pré-tempérée et post-tempérée sont représentées.

C - LIMITES DE LA METHODE

Les subdivisions stratigraphiques établies à l'aide de l'analyse pollinique peuvent être très précises et ne sont pas incompatibles avec les subdivisions litho-stratigraphiques classiques. En effet, les variations climatiques, bases de la stratigraphie du Quaternaire, jouent un rôle important dans les processus d'érosion et d'accumulation comme dans les modifications phytogéographiques. Un très bel exemple de cette concordance est fourni par le travail de W.H. Z a g w i j n, H. M. V a n M o n t f r a n s et J.G. Z a n d s t r a (1971) : Subdivision of the "Cromerian" in the Netherlands ; Pollen - analysis, Palaeomagnetism and sedimentary petrology.

Cependant comme toute méthode stratigraphique, l'analyse pollinique a ses limites. En effet, s'il est aisé d'établir une biostratigraphie précise lorsqu'on dispose de séries sédimentaires importantes (et la forte subsidence des Pays-Bas permet la conservation de tels dépôts), il est plus délicat de situer un dépôt peu épais dans l'échelle stratigraphique. Une association pollinique d'un niveau isolé, si elle apporte de précieux renseignements sur le climat au moment du dépôt, est rarement caractéristique du point de vue stratigraphique ; seule la connaissance de son évolution permettrait de lui donner un âge. De plus, toujours sur le plan stratigraphique, il n'y a guère que la flore tardi-tempérée de vraiment spécifique à chaque interglaciaire ; la composition floristique des zones pré et éo-tempérées est en effet souvent banale. Tout ceci pour fixer les limites de la méthode et non lui ôter de sa valeur. La fréquence des pollens dans les sédiments quaternaires est telle que les conditions favorables sont souvent remplies et l'analyse pollinique demeure un des meilleurs instruments de la stratigraphie.

III - L'ANALYSE POLLINIQUE ET LA GEOCHRONOLOGIE

Les datations radiométriques sont devenues, ces dernières années, le complément de l'analyse pollinique. Des corrélations détaillées, entre des régions éloignées, basées uniquement sur les zonations polliniques ne peuvent pas être suffisamment précises, à l'échelle du Quaternaire, à cause du caractère différent de la végétation dans chaque domaine floristique.

Pour le Pleistocène, les méthodes de datation par les déséquilibres de l'Uranium : $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$, ne sont pas encore d'un emploi courant.

Par contre, pour les dépôts plus récents, la méthode de datation par le Carbone 14 (W.F. Libby, 1952) est largement utilisée. Cette méthode, avec un compteur perfectionné et un enrichissement isotopique préalable, permet d'obtenir des datations jusqu'à 70 000 B.P., mais la limite, en général atteinte, est d'environ 40 000 B.P. ; par convention internationale les résultats de la mesure sont donnés en âge radiocarbone B.P. (B.P. = Before the Present = avant le présent, fixé à l'année 1950).

Pour cette étude, des dépôts organiques du Massif Armoricaïn, des échantillons (tourbe et bois) ont été prélevés dans les différents sites pour des datations radiocarbone ; ces datations ont été faites au Centre des Faibles Radioactivités à Gif-sur-Yvette (sigle Gif.). Je remercie Mme Delibrias de me permettre la publication des résultats. Les datations que l'on obtient ne correspondent pas toujours à celles que l'on attendait. Il y a plusieurs causes à cela (G. Delibrias, 1972). La première, qui vient immédiatement à l'esprit, est celle d'une contamination par du carbone plus récent (ou plus ancien, mais ce cas est exceptionnel car c'est surtout un rajeunissement des dates que l'on observe). Les conditions de gisement des tourbes littorales favorisent leur pollution par du carbone récent : humus entraînés de la surface par les eaux d'infiltration, racines et radicelles si les dépôts se trouvent en falaise, animaux fouisseurs (Annélides et Pholades) s'ils se trouvent sur l'estran. Ce sont évidemment les échantillons les plus anciens qui sont les plus sensibles à la pollution. " 1 % de carbone contemporain rajeunit de 2 800 ans un âge réel de 30 000 ans, et peut faire attribuer un âge apparent de 37 000 ans à un calcaire du Crétacé supérieur, par exemple, ou à tout autre vestige dont l'âge est au-delà de la limite de datation par le Carbone 14" (G. Delibrias, 1972, p. 960) ; donc pratiquement pour tout échantillon, dont l'âge est supérieur à 70 000 B.P. Ceci est important pour l'interprétation de nombreuses datations de dépôts weichseliens, car un taux de 1 % de carbone étranger, dans un sédiment, est souvent

difficile à déceler.

Les âges radiocarbone sont calculés en admettant que le rapport C 14/C 12 dans l'atmosphère n'a pas varié durant le Quaternaire récent ; cette supposition n'est, en fait, pas correcte (H. D e V r i e s, 1958) et l'application de ce principe est responsable de désaccords constatés entre les âges radiocarbone et les datations historiques, en Egypte par exemple. Des mesures du contenu radiocarbone ont été effectuées par H.E. S u e s s notamment sur les anneaux de croissance de *Pinus aristata* dont l'étude dendrochronologique avait été faite par C.W. F e r g u s s o n, et une courbe de calibrage donnant les dates réelles en fonction des âges radiocarbone a été établie (H.E. S u e s s, 1970). Cette courbe présente de nombreux méandres et H.E. S u e s s (1970, p. 306) souligne que, "the fact that wood grown at the same time should show essentially the same carbon-14 content does not mean that all wood with the same carbon-14 content had grown at the same time". En général ces différences se situent dans les limites de l'erreur expérimentale mais elles sont parfois plus importantes ; par exemple un âge radiocarbone de $4\,400 \pm 100$ B.P. peut correspondre à une date vraie entre 2 950 et 2 550 avant Jésus Christ).

Cette courbe de calibrage, de l'avis même de l'auteur, n'est pas définitive et il serait dangereux de faire systématiquement des corrections. Cependant, elle peut être utile pour interpréter certaines divergences observées entre les âges radiocarbone et ceux suggérés par l'analyse pollinique.

IV - L'ANALYSE POLLINIQUE ET L'ÉCOLOGIE DU MILIEU DE DÉPÔT

Le littoral armoricain actuel a été à plusieurs reprises abandonné par la mer puis atteint ou même submergé pendant le Quaternaire. Il conserve donc à la fois des témoins continentaux et marins de ces variations du niveau de la mer.

Si les sédiments marins se reconnaissent aisément grâce, d'une part à la granulométrie et à la morphoscopie des grains de quartz, d'autre part à la présence de Foraminifères ou de coquilles de Mollusques, il n'en est pas de même des tourbes formées dans les marais littoraux. Seuls les caractères de la végétation permettent dans ce cas de définir les conditions de dépôt et de préciser en particulier leur position par rapport au niveau de la mer.

A - CARACTÈRES DES MARAIS LITTORAUX

Il est admis que l'abondance des Chénopodiacées, de certaines Composées (*Aster*), indique la présence très proche d'un schorre, celle des Graminées et des Cypéracées d'un marais littoral ou d'une prairie marécageuse, celle de *Phragmites*, *Typha*, *Myriophyllum* témoigne de l'existence d'étangs côtiers. Le niveau de l'eau dans les marais et les étangs littoraux est lié à la position de la nappe phréatique et aux conditions d'écoulement de l'eau. Sur un littoral sableux la hauteur de la nappe phréatique coïncide avec le niveau des hautes mers. Les tourbes à *Phragmites*, à *Phragmites* et *Carex* se développent quand la nappe phréatique atteint la surface du sol (J. B e n n e m a, 1954). Un étang se forme lorsque le niveau de l'eau s'élève et que l'écoulement est entravé.

Cependant, si le marais est établi sur un sol imperméable : limon ou argile, comme c'est le cas fréquemment en Bretagne, le niveau de l'eau peut être différent de celui des plus hautes mers. R.W. F a i r b r i d g e (1961) admet que les tourbes côtières du N de la Bretagne se sont formées à environ 4 ou 5 m au-dessus du niveau moyen de la mer, c'est-à-dire sensiblement au niveau des plus hautes mers.

B - ÉTUDE D'UN MARAIS LITTORAL ACTUEL : Plévenon (Côtes-du-Nord)

Afin de bien préciser les conditions de formations des tourbes littorales et d'apprécier la valeur de l'apport pollinique lointain, j'ai étudié les petits marais de Plévenon (Côtes-du-Nord), au lieu dit "les Grèves d'en Bas". Cette zone côtière, située à la limite SW de la réserve du Cap Fréhel, présente des formations végétales naturelles relativement bien conservées (R. C o r i l l i o n et J.M. G é h u, 1958).

1° - Description du marais

Le ruisseau qui descend du plateau de Fréhel et limite vers le S la commune de Plévenon, a un débit très faible. Son embouchure est barrée sur toute sa largeur par un cordon sableux s'appuyant à l'E sur la dune et à l'W sur un promontoire rocheux. En arrière, le marais est occupé par une Phragmitaie. La mer y pénètre aux marées de vives eaux ; l'écoulement se faisant à travers le cordon de fermeture, l'équilibre s'établit ensuite et le niveau de l'eau dans le marais se maintient au niveau des hautes mers de marées moyennes. La sédimentation dans le marais se fait au-dessous du niveau des plus hautes mers.

Le sondage a été effectué dans la Phragmitaie, près du cordon de barrage. La coupe montre l'instabilité de la dune voisine et du cordon de fermeture, puisqu'à deux reprises le sable a recouvert le marais ; du sommet à la base la succession suivante a été relevée :

- sol actuel, sableux,
- sable, 14 cm,
- ancien sol, plus ou moins tourbeux, 8 cm,
- sable, 15 cm,
- argile grise, 5 cm.

Sur l'estran, à 3 m au-dessous du niveau des plus hautes mers, affleure un dépôt argileux gris, témoin probable du recul du marais.

2° - Représentation pollinique dans les sédiments du marais

L'analyse pollinique des échantillons plus ou moins sableux de la surface du marais donne un spectre reflétant l'état actuel de la végétation arbustive (fig.1). Le rapport du nombre des pollens d'arbres sur le total des pollens et spores varie de 10 à 26 %. *Pinus pinaster*, planté récemment dans la région, en particulier à l'W autour d'Erquy et des Sables d'Or (dans la direction des vents dominants), est responsable du taux de boisement relativement élevé au sommet du dépôt. Parmi les essences arbustives seuls *Quercus*, vraisemblablement *Q. pedunculata* qui se maintient dans les vieilles pinèdes, et *Salix*, implanté dans le marais et le vallon, fournissent un apport pollinique notable. La présence de pollens d'*Alnus*, *Ulmus*, *Betula* et *Corylus* n'est pas constante.

A la base du marais actuel, dans le niveau argileux, le nombre des pollens d'arbres représente 10 % du nombre total des pollens et spores. L'apport de pollens de *Pinus*, dont la plantation s'est intensifiée durant les vingt dernières années, est plus faible permettant une meilleure représentation de *Quercus*, *Alnus*, *Salix* et *Corylus* dans le diagramme pollinique.

Les plantes herbacées sont nombreuses et variées, les plantes aquatiques très rares. Les spores de Fougères représentent de 10 à 25 % du contenu sporo-pollinique ; des spores d'*Equisetum* apparaissent en abondance au sommet du dépôt.

3° - Relation entre le spectre pollinique et la végétation herbacée actuelle

Les pollens et les spores qui se déposent dans un marais proviennent non seulement des plantes aquatiques et amphibies, mais aussi des plantes situées dans un environnement plus ou moins lointain ; dans le cas présent : dunes fixées, vallons, landes sur falaises, bois, cultures et pâturages. La répartition des différents secteurs botaniques dans cette région et leur composition, d'après P. Cori l l i o n et J.M. G é h u 1958 et avec l'aide de J. L e v a s s e u r (Laboratoire de Botanique - Rennes), sont représentés sur la figure 2.

En tenant compte de la place qu'occupent les plantes herbacées dans la végétation environnante actuelle, il est possible de grouper les pollens et de suivre les modifications de l'apport pollinique dans le marais.

Les plantes de marais, Graminées (essentiellement *Phragmites communis*) et Cypéracées (*Cladium mariscus*), constituent une part importante de la pluie pollinique ; un taux maximum de 20 % en moyenne, (50 % dans l'ancien sol tourbeux, à cause d'un nombre particulièrement élevé de pollens de Cypéracées) peut leur être attribué. Les Cypéracées semblent actuellement en nette régression.

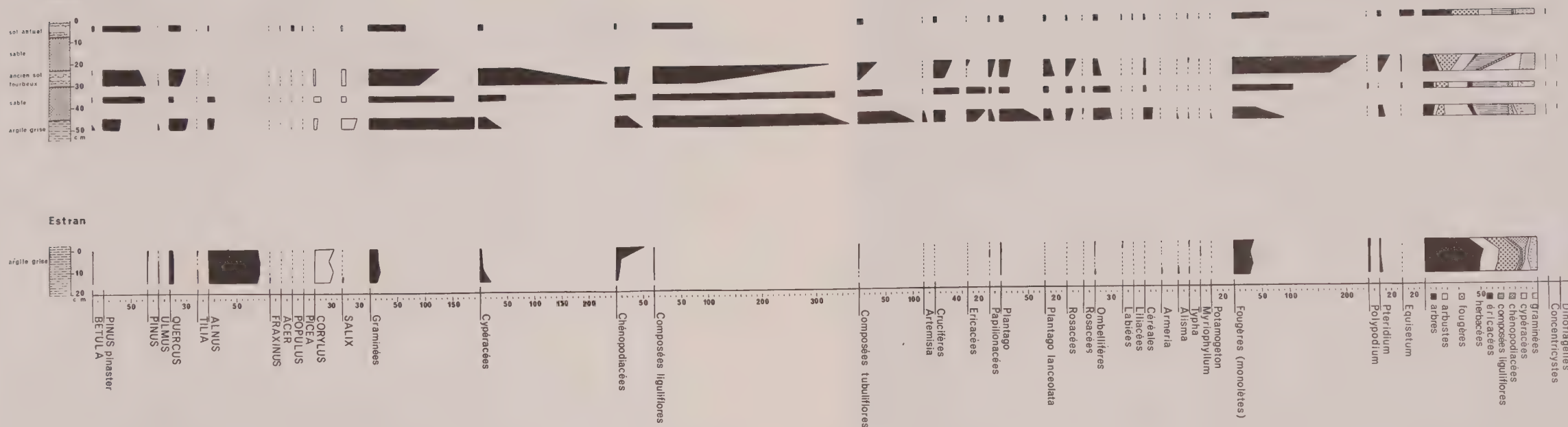
Les plantes poussant sur les dunes fixées et les pelouses à *Pteridium aquilinum* fournissent également un apport pollinique important, où dominent les Composées liguliflores : *Leontodon hispidus*, *Hieracium pilosella*. Dans le total des pollens de Graminées, dont la détermination générique est impossible, entrent vraisemblablement pour une forte part, *Festuca duriuscula*, *Brachypodium pinnatum*. Enfin les Plantaginacées, *Plantago lanceolata*, *Pl. coronopus*, les Papilionacées, *Lotus corniculatus*, *Medicago* sp. pl., les Rosacées, les Ombellifères, contribuent à l'enrichissement du contenu pollinique des sédiments du marais et sont autant de témoins d'une végétation de terrain découvert. Des dunes mobiles proviennent les pollens de Chenopodiacees, *Atriplex hastata* div. var. et de Crucifères, *Cakile maritima*.

Les plateaux de Fréhel et d'Erquy sont recouverts par une lande rase à Ericacées. Si le taux des pollens d'Ericacées est important à la base du marais, au sommet certains niveaux en sont dépourvus. Ceci est en partie la conséquence de la dégradation de la lande par l'exploitation de carrières en bordure de la réserve naturelle de Fréhel.

La pelouse à *Pteridium aquilinum* fournit peu de spores comparativement à sa grande extension sur les pentes du vallon. Par contre on trouve en abondance des spores monolètes de Fougères, de type *Athyrium*. La présence d'*Equisetum maximum*

a. PLEVENON (Cotes du Nord)

Marais actuel



b. FOUESNANT (Finistère)

Schorre en arrière de la flèche occidentale de Moustierlin

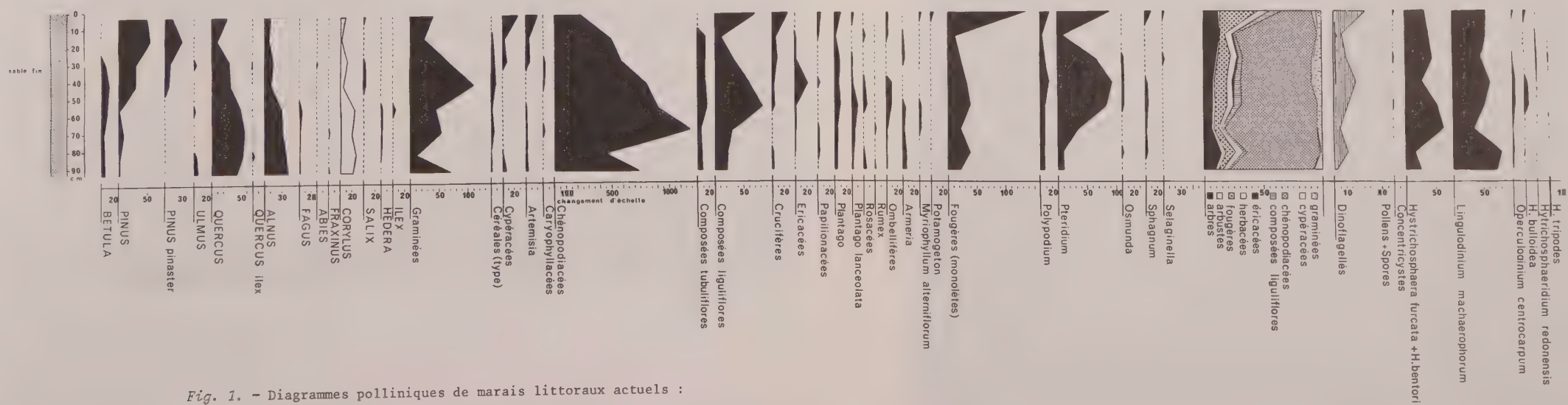
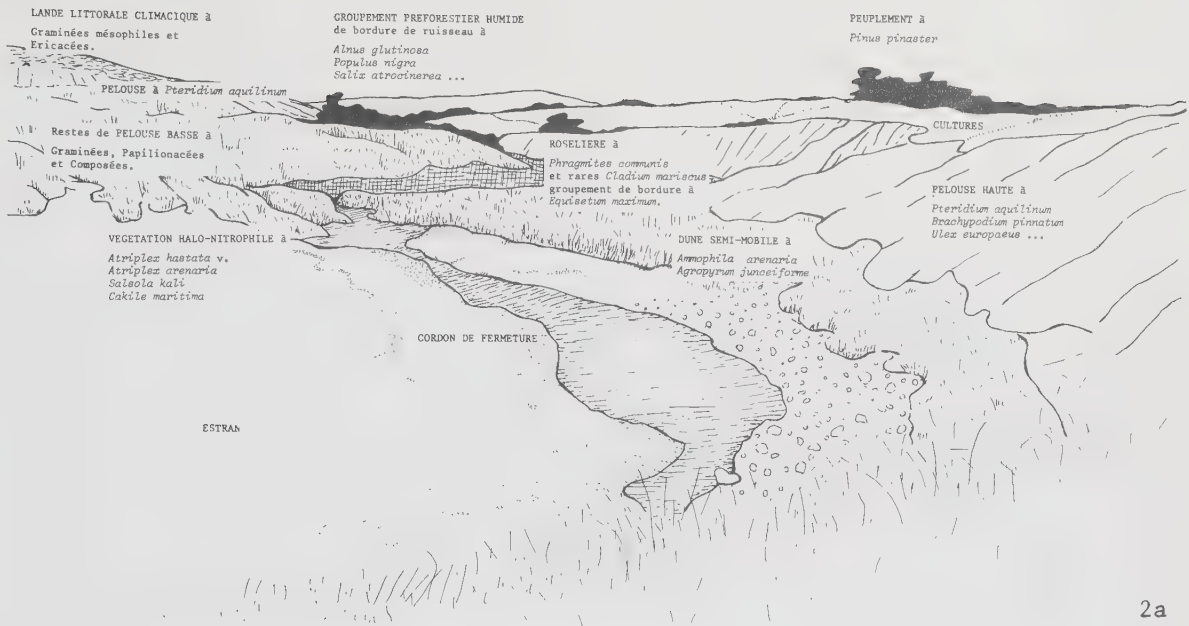


Fig. 1. - Diagrammes polliniques de marais littoraux actuels :

- a - le marais littoral de Plévenon (Côtes-du-Nord)
b - le schorre de Moustierlin (Finistère).



2a



2b

Fig. 2. - Le marais de Plévenon (Côte-d'Or) ; répartition des différents secteurs botaniques.

semble relativement récente dans cette station car ses spores n'apparaissent qu'au sommet du dépôt.

Alors que l'étude des sols des landes de Fréhel (J.M. G é h u et N. P l a n c h a i s, 1965) avait mis en évidence des associations polliniques (au niveau des Herbacées) caractéristiques de chaque type de lande, celle des sédiments du marais fournit un spectre pollinique regroupant l'ensemble des caractères de la végétation environnante.

L'analyse pollinique des sédiments de ce marais littoral permet de retenir un certain nombre d'observations qui seront utiles pour l'interprétation des diagrammes polliniques des dépôts fossiles :

- faibles pourcentages des pollens d'arbres, reflétant toutefois très bien le degré et la nature du boisement ; les marais littoraux sont en général associés à des formations dunaires, souvent peu boisées : pelouse calcaire rase ou pelouse à *Pteridium aquilinum*.
- apport pollinique de la dune fixée (Composées liguliflores, C. tubuliflores, Plantaginacées, Papilionacées ...) quantitativement aussi important que celui pouvant être attribué au marais (Graminées et Cypéracées) ; il faut en particulier noter la forte représentation des Composées liguliflores, fait également observé dans les sols de landes (J. M. G é h u et N. P l a n c h a i s, 1965).
- apport pollinique de la dune mobile (Chénopodiacées, Crucifères), plus faible ; mais son importance peut croître en fonction des possibilités de maintien et de développement de ce type de végétation.
- forts pourcentages de spores de Fougères de type *Athyrium* et ceci bien que le peuplement actuel soit dominé par *Pteridium*.

4° - Analyse pollinique de l'argile de l'estran

Le contenu pollinique montre que la formation du marais se situe dans la période historique (abondance de *Quercus*, de *Pinus*, présence de *Pinus pinaster*). De telles conditions étaient-elles réalisées antérieurement plus au large comme le laisse supposer l'argile grise qui affleure sur l'estran ?

Les pollens d'arbres conservés dans l'argile, 53 à 66 % du total des pollens et des spores, traduisent un boisement beaucoup plus important que l'actuel, essentiellement constitué par *Alnus* et *Corylus* (fig. 1a). Le taux des pollens de *Quercus* est toujours inférieur à 10 %. *Pinus*, différent de *Pinus pinaster* de la surface, représente moins de 1 % du total des pollens d'arbres. *Ulmus* et *Tilia* sont présents.

Graminées, Cypéracées et Chénopodiacées sont les principaux témoins de la végétation herbacée. Les pourcentages de pollens de Graminées restent constants dans le dépôt tandis que ceux des Cypéracées varient de 50 % du total des pollens

d'Herbacées à la base, à 4 % au sommet. Cette diminution des Cypéracées est compensée par une augmentation des Chénopodiacées, indiquant un rapprochement des milieux halophiles : base de dunes, schorre. La rareté des pollens provenant de la dune fixée, en particulier des Composées liguliflores, montre que le dépôt a pu se former avant l'édification du cordon dunaire.

5° - Etude des Dinoflagellés

La nature de la paroi des kystes de Dinoflagellés ou "Hystichosphères" est très proche de celle des pollens et des spores. Elle résiste également très bien aux acides forts. Ces kystes constituent avec les pollens et les spores ce que l'on appelle le contenu palynologique d'un sédiment.

Les Dinoflagellés sont en grande majorité des formes marines. La présence de certains genres permet de mettre en évidence une influence marine, même temporaire, dans le milieu de dépôt. Les sédiments du marais de Plévenon renferment des kystes de Dinoflagellés (fig. 3), rencontrés par ailleurs dans des sédiments marins (M. R o s s i g n o l, 1962 ; D. W a l l et B. D a l e, 1967 et 1968).

- *Concentricystes circulus* (W o l f f) M o r z.-K e r f., qui est une forme problématique mais très fréquente dans tous les dépôts marins quaternaires ou actuels, est très commune à tous les niveaux.

- *Tuberculodinium vancampoe* (R o s s.) W a l l, dont les affinités sont incertaines, mais qui possédant un archéopyle doit être considéré comme un Dinoflagellé (D. W a l l, 1967), est présent dans le niveau tourbeux à Cypéracées.

- *Operculodinium centrocarpum* (D e f l. et C o o k s.) W a l l, mais de taille plus réduite que la forme tertiaire, a été rencontré dans l'argile de base du marais actuel.

- Une forme présentant des rangées d'épines parallèles, peut être rapprochée du kyste de *Peridinium conicum* (G r a n) O s t. et S c h m., espèce actuelle.

En dépit de leur faible représentation, la présence de kystes de Dinoflagellés, dans ce marais littoral envahi aux très grandes marées, est très significative. Elle confirme, une nouvelle fois, (R.G. West, 1961 ; M. R o s s i g n o l, 1962 ; D. W a l l et B. D a l e, 1967) que les Dinoflagellés peuvent être utilisés comme indicateurs des conditions de dépôt.

C - ETUDE D'UN SCHORRE ACTUEL : Fouesnant (Finistère)

Dans les rentrants abrités de la côte (baies, estuaires) le schorre représente la zone atteinte uniquement par les marées de vives eaux et la slikke la zone recouverte à chaque marée (J. M a s s a r d, 1909). Les sédiments des schorres, à l'opposé de ceux des slikkes et des estrans, sont fixés par une végétation halophile.

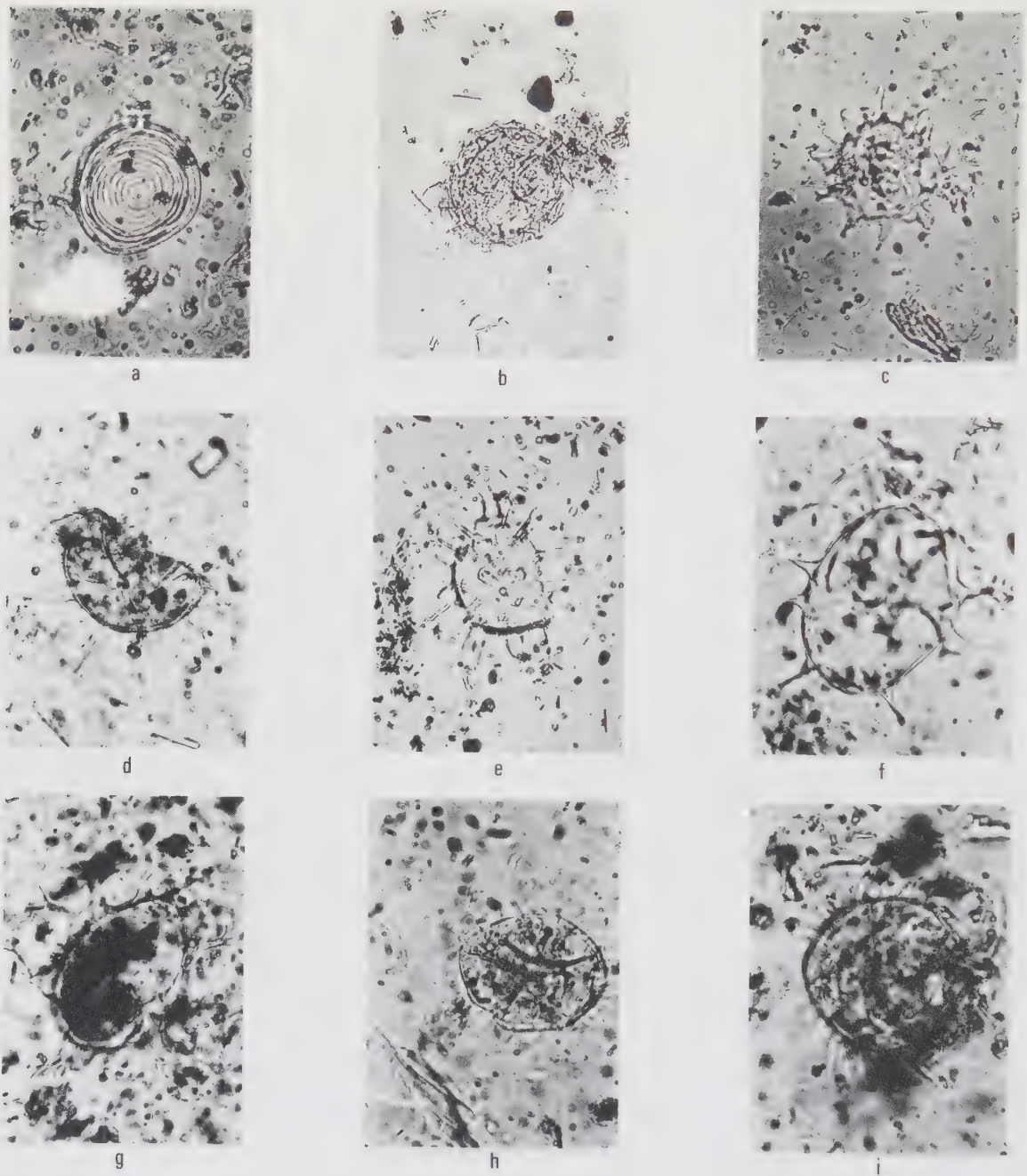


Fig. 3. - Dinoflagellés présents dans les marais littoraux actuels :

a - <i>Concentricystes circulus</i>	} Plévenon	d, e - <i>Lingulodinium machaerophorum</i>	} Fouesnant
b - <i>Tuberculodinium vancampoae</i>		f, g - <i>Hystrichosphaera bentori</i>	
c - <i>Peridinium</i> sp.		h, i - <i>Operculodinium centrocarpum</i>	

Grossissement : x 400

1° - Description du schorre

Une flèche de sable, s'appuyant sur la pointe rocheuse de Mousterlin, barre vers l'Ouest en direction de Bénodet et vers l'Est en direction de Beg Meil, les estuaires des ruisseaux descendant du plateau de Pleuven. Le cordon occidental n'est pas soudé à la côte au niveau de Bénodet : à l'intérieur l'espace est occupé par le schorre et la slikke (fig. 4).

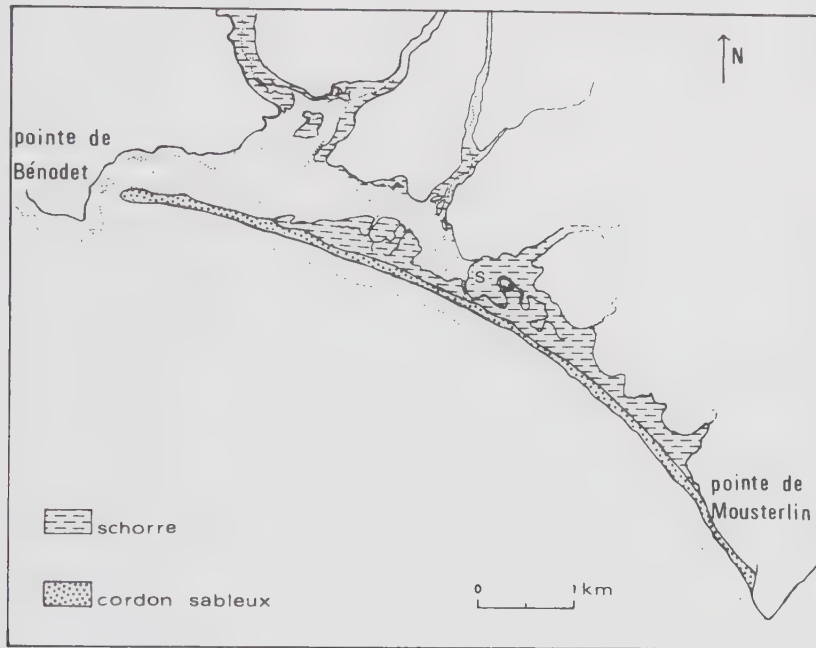


Fig. 4. - Le schorre de l'anse de Mousterlin en Fouesnant (Finistère).

Le sondage a été réalisé en arrière de la flèche occidentale de Mousterlin, par M. H o u d e b i n e (Laboratoire de Botanique, Rennes) qui étudie la végétation de ce schorre. Le sédiment est une vase sableuse, litée, peu calcaire.

2° - Relation entre le spectre pollinique et la végétation actuelle

Le diagramme pollinique est dominé, exception faite de l'échantillon de surface, par les pollens de Chénopodiacées qui représentent de 60 à 80 % du contenu pollinique (fig. 1b). A partir de 15 cm de profondeur, le nombre des pollens de Chénopodiacées tend à diminuer. Cette diminution est compensée par un développement des Cypéracées, Crucifères et *Artemisia* ; elle traduit la régression, qui s'observe actuellement vers l'Est, du schorre à l'intérieur de la flèche sableuse de Mousterlin.

L'apport pollinique de la dune fixée est moins important que dans l'étang de barrage de Plévenon. Il est toujours dominé par les Composées liguliflores (*Leontodon hispidus*, *Hieracium pilosella* ...) et les Graminées (*Festuca duriuscula*, *Brachypodium pinnatum* ...). Mais les Plantaginacées (*Plantago lanceolata*, *P. maritima*), les Ombellifères (*Eryngium maritimum* notamment) et *Armeria maritima*, dont la source pollinique se situe également sur la dune fixée, sont bien représentés.

Contrairement à ce que l'on a pu observer à Plévenon, la Pteridaie fournit ici une quantité importante de spores.

La végétation arbustive, bien qu'elle ne représente que 6 à 14 % du total des pollens et spores, est diversifiée. La plantation de *Pinus* n'apparaît qu'à 50 cm de profondeur et la base du diagramme pollinique correspond à la végétation arbustive naturelle de la région. *Quercus*, *Alnus*, *Corylus* et *Betula* en sont les éléments dominants. *Ulmus* est présent mais sa représentation est très irrégulière. La courbe de fréquence de *Fagus* est continue dès la base jusqu'au développement de la plantation de *Pinus* ; la formation de cette partie du schorre de Moustierlin est donc récente.

La caractéristique pollinique essentielle des sédiments du schorre, comme celle de la végétation actuelle, est la forte dominance des Chénopodiacées. Cependant le fait que le schorre de Moustierlin soit établi derrière une flèche dunaire se traduit dans le diagramme pollinique par une bonne représentation des éléments floristiques de la dune fixée.

3° - Etude des Dinoflagellés

Dans les sédiments du schorre de Moustierlin, les Dinoflagellés sont particulièrement abondants ; ils représentent en moyenne 10 % du contenu palynologique (fig. 3). L'importance relative des différentes espèces est constante.

- *Lingulodinium machaerophorum* (D e f l. et C o o k s.) W a l l représente 35 à 80 % du nombre des kystes conservés.
- *Hystriosphera bentorii* R o s s. est également abondante et constitue avec *L. machaerophorum* l'association caractéristique de ce dépôt.
- *H. furcata* (E h r.) O. W e t z. est présente, mais se distingue difficilement d'*H. bentorii* à cause du mauvais état de conservation des kystes.
- *H. bulloidea* D e f l. et C o o k s. qui diffère d'*H. furcata* par sa coque de petite dimension, est fréquente dans les sédiments du schorre et peut atteindre des pourcentages de l'ordre de 4 à 5.
- *Operculodinium centrocarpum* (D e f l. et C o o k s.) W a l l présente ici une taille comparable à la forme tertiaire. Elle est associée au maximum de développement des Chénopodiacées.
- *Concentricystes circulus* (W o l f f) M o r z.-K e r f. est dans ce milieu plus

franchement marin, moins abondante qu'à Plévenon.

- Les autres espèces rencontrées : *Hystrichosphaeridium redonnensis* M o r z.-K e r f. et *H. tripodes* M o r z.-K e r f. sont beaucoup plus rares.

A Plévenon, dans l'étang de barrage, les kystes de Dinoflagellés sont peu abondants ; leur introduction est accidentelle, liée aux très fortes marées. A Moustierlin par contre, la lagune largement envahie par la mer au niveau de la passe de Bénodet, semble constituer un milieu particulièrement favorable à la présence puis, à l'enkystement des Dinoflagellés ; l'enkystement peut avoir été provoqué par une modification de la salinité par l'apport d'eau douce des ruisseaux.

D - CONCLUSION

Plus que l'abondance des pollens de plantes halophiles (Chénopodiacées, *Armeria*) c'est la présence de kystes de Dinoflagellés qui permettra de caractériser un milieu saumâtre. Si les Dinoflagellés sont abondants dans les schorres associés aux Chénopodiacées, ils sont également présents dans les marais littoraux établis derrière un cordon de barrage où les Halophiles jouent un rôle limité par rapport aux plantes de la dune fixée. Le long du littoral, l'apport pollinique de la végétation du marais est toujours important, non seulement à cause du défrichement de la zone côtière par l'homme, mais aussi à cause des vents dominants peu favorables en Bretagne à un apport pollinique de l'intérieur des terres.

DEUXIEME PARTIE

LE PLEISTOCENE LITTORAL INTERGLACIAIRES ET INTERSTADES

SOMMAIRE

I - LES PROBLEMES DU PLEISTOCENE ARMORICAIN	30
II - LES SEDIMENTS ORGANIQUES PLEISTOCENES	34
A - La vallée du Guindy : Quemperven et Lanmérin (Côtes- du-Nord)	34
B - Trez-Rouz, NE de Camaret en Crozon (Finistère)	39
C - La vallée de l'Ille à Dingé (Ille-et-Vilaine)	48
D - Kerguillé en Crozon (Finistère)	51
E - Port-Lazo en Plouézec (Côtes-du-Nord)	54
F - La vallée du Biez Jean à Vildé-Bidon en Plerguer (Ille-et-Vilaine)	57
III - CONCLUSION A L'ETUDE DES DEPOTS ORGANIQUES PLEISTOCENES .	59
A - Bases d'une biostratigraphie du Pleistocène armoricain	59
B - Les hauts niveaux marins pleistocènes le long des côtes bretonnes	63

Le terme de Pleistocène est employé dans son sens usuel et ne comprend pas le Flandrien = Holocène.

Le Pleistocène inférieur correspond au Calabrien et à son équivalent continental du Villafranchien. Il représente une succession de phases froides et tempérées avant les glaciations majeures. C'est une période de transition où coexistent des éléments fauniques et floristiques pliocènes et quaternaires.

Après l'Elsterien, les dépôts glaciaires sont mieux conservés et souvent caractérisés du point de vue sédimentologique. Les dépôts interglaciaires fossilifères sont plus nombreux et permettent une connaissance plus complète des conditions climatiques.

I - LES PROBLEMES DU PLEISTOCENE ARMORICAIN

Régressions et transgressions se sont succédées durant le Pleistocène sur le plateau continental débordant plus ou moins sur les reliefs aujourd'hui exondés. Les témoins de ces incursions marines se présentent, en Bretagne, sous forme de surfaces d'érosion ou de dépôts littoraux, reconnus et étudiés depuis fort longtemps ; la synthèse des résultats se trouve essentiellement dans les publications de A. G u i l c h e r (1948 et 1969) et P.R. G i o t (1963).

Les dépôts de plages anciennes sont pour la plupart dépourvus de fossiles ; et s'il existe de nombreux arguments stratigraphiques positifs, la tradition, quoiqu'on en dise, entre pour une grande part dans l'attribution de leur place dans la chronologie. La phrase "si nous admettons avec la plupart des auteurs que tel niveau appartient à tel interglaciaire" figure, avec quelques petites variantes, dans maintes publications et il est souvent difficile de trouver le premier maillon de la chaîne.

Le tableau IV montre que la grande majorité des dépôts pleistocènes conservés dans le Massif Armoricaïn sont d'âge Pleistocène moyen et supérieur.

Les gisements attribués avec certitude au Pleistocène inférieur sont extrêmement rares ; d'autant plus que la distinction entre les dépôts pliocènes et quaternaires anciens, très souvent détritiques, est difficile ; elle est basée essentiellement sur des caractères sédimentologiques. Il existe cependant, intercalés dans les sables et galets azoïques, souvent rouges, des niveaux argileux fossilifères. Mais là encore le problème n'est pas simple, car la limite entre le Pliocène et le Pleistocène n'est pas marquée par un changement très important ; en ce qui concerne la flore, la limite est établie aux Pays-Bas (W.H. Z a g w i j n, 1960) entre le Reuverien (Pliocène) et le Prétiglien (Pleistocène), lorsque le nombre des pollens de plantes "extra-européennes" passe de plus de 80 % à moins de 50 %.

L'argile de Saint-Jean-la-Poterie (Morbihan), considérée comme du Pliocène tardif (J. C h a u v e l, 1956) est à ce point de vue très intéressante. Elle a fourni à S. D u r a n d (1960) une variété importante de pollens à affinité tertiaire : *Pinus* type *haploxylo*n et *P.* type *silvestris* dominants avec *Tsuga*, *Sciadopitys*, *Liquidambar* et *Nyssa*, tandis que R. A n d r e w et G.F. M i t c h e l l in G.F. M i t c h e l l et W.A. W a t t s, 1970) y ont trouvé, dans un échantillon différent, une association dominée par *Pinus* type *silvestris* avec *Abies*, et *Tsuga* et un seul pollen de *Liquidambar*. Il est donc possible que l'argile de Saint-Jean-la-Poterie représente le passage du Pliocène au Pleistocène ; c'est également

l'avis formulé par G.F. M i t c h e l l et W.A. W a t t s (1970).

En ce qui concerne le Pleistocène inférieur, A. G u i l c h e r (1948-1969) a reconnu en Bretagne des surfaces d'aplanissement à 50-60 m, qu'il groupe sous le nom de niveau de Sainte-Anne et qu'il tend à attribuer à des stationnements marins de cette époque. Peu de témoins de ces incursions marines sont conservés sur ces surfaces en dehors de galets souvent isolés.

Dans les vallées ayant, ou ayant eu, une certaine importance, vers l'amont, des sédiments ont pu se maintenir, à l'abri de l'érosion régressive par suite de conditions topographiques particulières ; ombilic de resserrement par exemple. Des témoins sont ainsi conservés à des altitudes élevées près de Tréguier dans la vallée du Guindy, affluent du Jaudy, entre 55 et 30 m (J.P. P i n o t, 1966-1969) et en amont de Saint-Renan dans la vallée de l'Aber-Ildut jusqu'à 45-50 m (B. H a l l é g o u ë t, 1971). Seul le gisement du Guindy est fossilifère ; il est riche en Foraminifères, en coquilles d'Huîtres et renferme des pollens (M.T. K e r f o u r n, 1965 ; Y. L e C a l v e z, 1966). Considéré comme Pleistocène inférieur à cause de son contenu pollinique (M.T. K e r f o u r n, 1965 ; G.F. M i t c h e l l et W.A. W a t t s, 1971 ; M.T. M o r z a d e c - K e r f o u r n, 1972), il est cependant placé parfois dans l'Holsteinien (J.P. P i n o t, 1966-1969 ; A. G u i l c h e r, 1969 ; B. H a l l é g o u ë t, 1971).

Les dépôts interglaciaires plus récents se présentent pour la plupart, sous forme de niveaux de galets correspondant à d'anciens cordons littoraux. Ils affleurent, rarement, entre 35 et 40 m et sont alors attribués à l'interglaciaire Holsteinien, plus généralement entre 0 et 20 m ; dans ce dernier cas, ils sont rattachés au même cycle sédimentaire (Normannien) et généralement rapportés à l'interglaciaire eemien (A. G u i l c h e r, 1969 ; L. D a n g e a r d et M. G r a i n d o r, 1956 ; B. H a l l é g o u ë t, 1971 ; C. L a r s o n n e u r, 1971). Cependant les niveaux bas-normanniens sont parfois considérés comme interstadias weichseliens (J.P. P i n o t, 1966) tandis qu'un âge holsteinien est proposé pour les niveaux haut-normanniens (P.R. G i o t et J.L. M o n n i e r, 1972).

Lorsque j'ai abordé l'étude pollinique des sédiments quaternaires armoricains, des témoins de deux cycles glaciaires, Saalien et Weichselien, étaient reconnus. Sur les côtes de la Manche, à la base des formations loessiques weichseliennes, existe un loess ancien qui est généralement attribué au Saalien (P.R. G i o t, 1962). Le long du littoral, près de l'embouchure de la Vilaine, l'activité glaciaire saalienne était admise sous forme de fentes en coins dans les sédiments pliocènes et le socle briovérien altéré (A. R i v i è r e et al., 1966). Après la publication du diagramme pollinique du dépôt de la falaise de Trez-Rouz, près de Camaret, Finistère

	Littoral atlantique (A. Guilcher 1948, 1969)	Littoral de la Manche (P.R. Giot 1962-63) (P.R. Giot, J.L. Monnier 1972)	Trégor (J.P. Pinot 1969)	Littoral atlantique (A. Rivière et al. 1969)
	Plages modernes	Sables et vases		Dunes
Weichselien (Würm)	Cryoturbation	Solifluxion et loess récents	Solifluxion et loess Niveau de galets 1 m Niveau 4-5 m Niveau 6-8 m	Cryoturbation Fentes en coin
Emien	Plages 4-5 m Plages 12-18 m	Sables et galets 0-9 m	Niveau 20 m	Cailloutis colorés D ₁
Saalien (Riss)		Solifluxion et loess anciens		Couche argilo-sableuse C
Holsteinien	Plages 35 m (niveau de Ploemel 30-35 m)	Sables et galets 10-20m	Niveau 35 m	Cailloutis argilo-sableux et limoneux B
Elsterien (Mindel)				Fentes en coins

Tableau IV. - Les dépôts pleistocènes du Massif Armoricaïn ; différentes interprétations chronostratigraphiques.

(M.T. K e r f o u r n, 1965) mettant en évidence une flore interglaciaire holsteï-nienne, M. M e l o u (1968) a montré l'existence, sous le niveau interglaciaire, d'une coulée de solifluxion, distincte par des caractères sédimentologiques de la coulée supérieure et qu'il attribue à la glaciation de l'Elster. A la suite de la reconnaissance de cette phase glaciaire en Bretagne, A. R i v i è r e et ses col-laborateurs (1969) ont été amenés à modifier la chronologie des dépôts du littoral atlantique proposée par eux en 1966. Les formations rouges (B), préalablement attri-buées au Pliocène, sont maintenant placées dans l'interglaciaire Mindel-Riss (Holstei-nien) alors que les fentes en coins affectant le Briovérien sous-jacent sont consi-dérées comme d'âge Mindel (cf. Tableau IV).

Dans le Massif Armoricaïn, il apparaît donc une certaine confusion, non pas dans la chronologie relative des différents dépôts et phénomènes mais dans les cor-rélations stratigraphiques. Il semble que l'analyse pollinique, en apportant des données biostratigraphiques, puisse éclairer ces problèmes posés par l'étude du Pleistocène armoricaïn.

II - LES SEDIMENTS ORGANIQUES PLEISTOCÈNES

A - LA VALLÉE DU GUINDY : QUEMPERVEN ET LANMERIN (Côtes-du-Nord)

La découverte de ce gisement a été faite en Septembre 1964, lors du creusement d'un puits, au lieu dit Le Pont Roux en Quemperven (Côtes-du-Nord), dans la vallée du Guindy (altitude 30 m N.G.F. environ). Dans les mêmes conditions une découverte similaire eut lieu en Août 1967, à la Salle en Lanmérin (Côtes-du-Nord) (altitude 55 m N.G.F.), également dans le bassin fluvial du Guindy (fig. 5). Le creusement

des puits n'a pas été poursuivi au-delà de 3,50 m et le fond du thalweg n'a jamais été atteint. La difficulté de réaliser un sondage à main dans ce matériel sableux, au-delà de la limite atteinte par le puits (3,5 m), fait que j'ai étudié uniquement les échantillons prélevés dans les excavations.

Dans les gisements, le sédiment présente le même aspect ; il est calcaire, comparable à la tange flamandaise (S. Durand et A. Pelhâte, 1961). Il est constitué d'une phase détritique quartzeuse ayant la granulométrie d'un limon et d'une phase d'origine organique : menus débris de coquilles, Cocolithes, Foraminifères, sclérites d'Ascidies et d'Holothuries, spicules de Spongiaires calcaires et siliceux, Diatomées.

La faune est abondante. Les Huîtres sont des formes archaïques d'*Ostrea edulis* (détermination de S. Freneix, G. Lecoindre et A. Ranson in J.P. Pinot, 1966). Les Foraminifères à Pont Roux (Y. Le Calvez, 1966) et à La Salle (A.

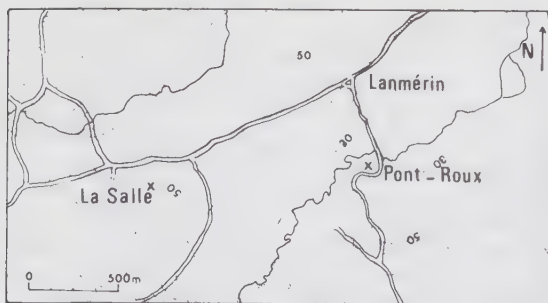


Fig. 5. - La vallée du Guindy ; localisation géographique.

Rouvillois in M. Ters et J.P. Pinot, 1969) sont des espèces de mers tempérées à froides et indiquent un faciès littoral très peu profond, d'eau calme et d'estuaire.

1° - Analyse pollinique

a - Pont Roux en Quemperven

Les pollens sont assez nombreux dans les quatre échantillons prélevés ; il a toujours été possible de compter 225 pollens d'arbres au minimum (fig. 6). Les assemblages polliniques des trois échantillons inférieurs sont semblables : abondance de *Pinus* et faibles pourcentages de *Quercus*, *Alnus*, *Picea* et *Tsuga* ; *Abies* a été rencontré. Les plantes herbacées sont peu nombreuses, essentiellement des Graminées et des Chénopodiacées. Cependant, il existe quelques Ericacées : *Erica* et *Empetrum*. Les kystes de Dinoflagellés sont abondants, représentés par l'association : *Operculodinium centrocarpum* (Defl. et Cooks.) Wall, *Hystriochosphaera furcata* (Ehr.) O. Wetz., *Hystriochosphaera bulloidea* Defl. et Cooks.

LANMERIN _ QUEMPERVEN [COTES-DU-NORD]

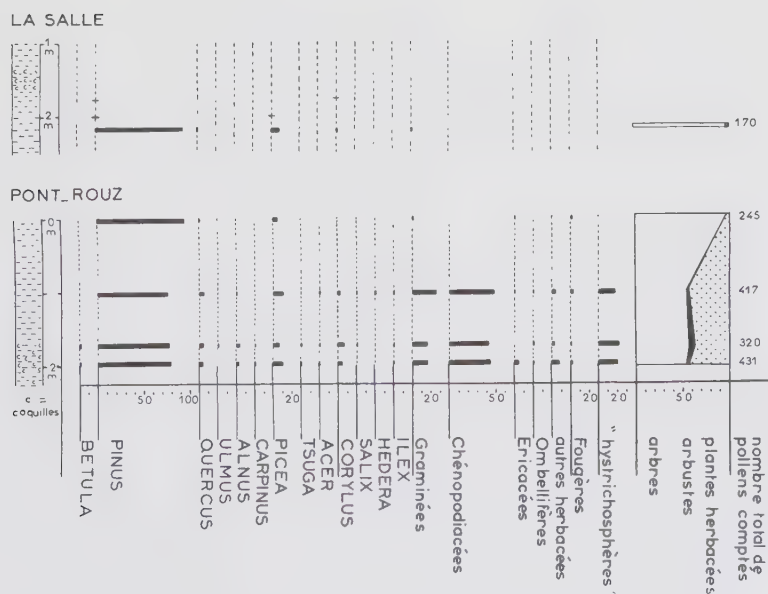


Fig. 6. - Diagramme pollinique des sédiments de la vallée du Guindy.

Parmi les autres formes présentes il faut signaler, *Hystriosphæridium tubiferum* (E h r.) W e t z., espèce du Tertiaire qui n'avait pas encore été signalée dans les dépôts quaternaires (fig. 7). L'échantillon supérieur renferme surtout des pollens anémophiles, *Pinus* et quelques *Picea*. Les plantes herbacées sont rares ; les Chénopodiacées et les "hystriosphères" manquent.

b - La Salle en Lannérin

Dans ce gisement, J.P. P i n o t a pu prélever un nombre plus important d'échantillons, mais ils sont très pauvres en pollens. Seul le niveau de 2,20 m a fourni suffisamment de pollens pour établir un pourcentage (fig. 6). Comme au sommet de la coupe de Pont Roux, les pollens anémophiles : *Pinus* et *Picea* constituent l'essentiel du contenu pollinique ; les plantes herbacées sont rares : quelques Graminées uniquement.

2° - Datation pollinique

Rien dans la faune ni dans la flore ne permet de séparer ces deux gisements ; il semble qu'ils appartiennent à un même interglaciaire. Les conditions dans lesquelles se sont mis en place ces dépôts rendent délicate, du point de vue pollinique, l'interprétation stratigraphique. Dans les sédiments d'estuaire, comme les tangles, ce sont surtout les pollens anémophiles et les Chénopodiacées qui sont représentés (les tangles flandriennes du Marais de Dol (Ille-et-Vilaine) sont dépourvues de pollens autres que ceux de Chénopodiacées).

L'association, *Pinus*, *Picea* et rares éléments de la Chênaie mixte, est caractéristique de la fin d'une zone tardi-tempérée, zone III, d'un interglaciaire. Pour une tentative de datation, les pollens les plus caractéristiques sont ceux de *Tsuga*, *Picea*, *Abies* et *Carpinus* (fig. 7).

Tsuga, tout d'abord, est considéré comme une "relique tertiaire". Dans le NW de l'Europe, Grande-Bretagne, Pays-Bas notamment, il n'a jamais été rencontré dans les dépôts datés du Cromerien, ni au-delà.

Abies disparaît dans ces régions soit à la fin de l'Holsteinien, soit à la fin de l'Eemien, du moins en plaine.

Picea se rencontre jusqu'à l'Eemien.

Carpinus se maintient jusqu'au Flandrien avec une représentation très variable suivant les interglaciaires ; il est surtout abondant à l'Eemien.

Un âge Pleistocène inférieur paraît donc s'imposer après l'examen de la végétation arbustive conservée. La plupart des Foraminifères rencontrés sont ceux que l'on trouve actuellement en Manche et n'ont aucun caractère à affinité pliocène. Le dépôt du Guindy serait donc de la fin du Pleistocène inférieur.

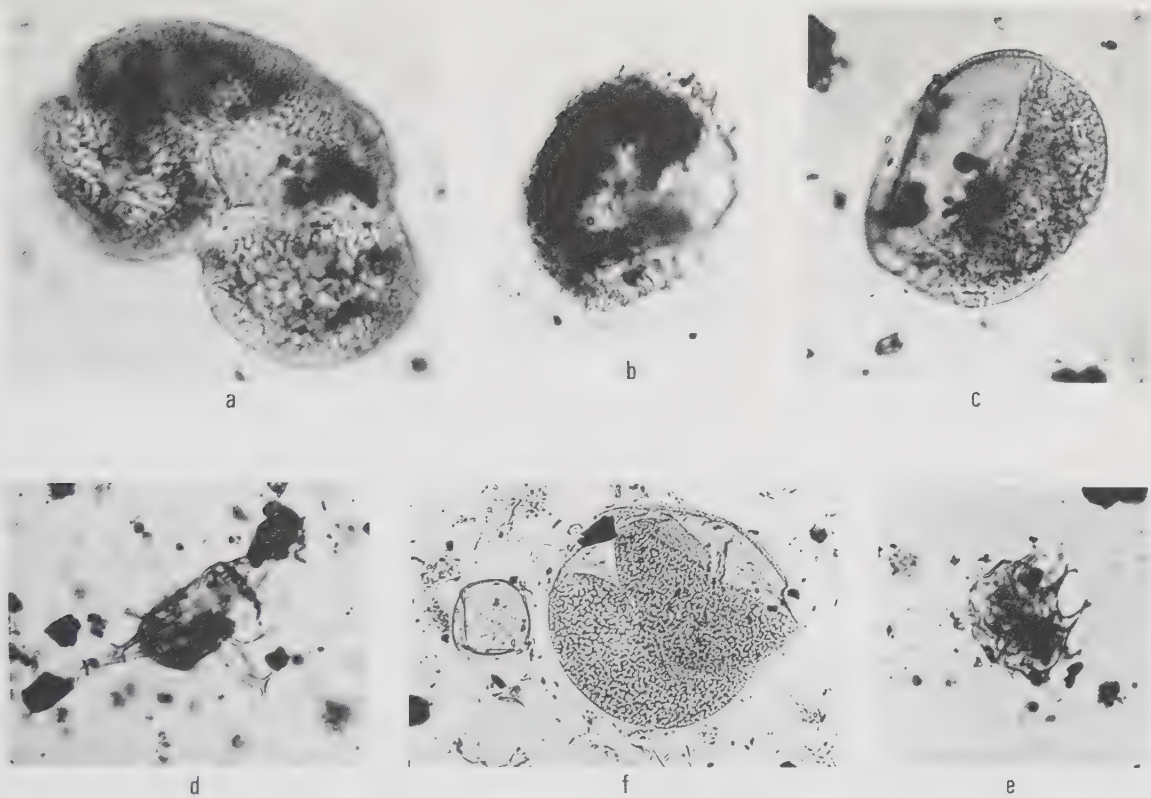


Fig. 7. - Pollens et Dinoflagellés caractéristiques des sédiments pleistocènes ;

- | | | | |
|------------------|--------------|---|--------------|
| a - <i>Abies</i> | } Quemperven | d - <i>Hystrichosphaeridium tubiferum</i> | } Quemperven |
| b - <i>Tsuga</i> | | e - <i>Hystrichosphaera furcata</i> | |
| c - <i>Picea</i> | | f - <i>Picea</i> et <i>Carpinus</i> | |

Grossissement : x 400

3° - Comparaison avec d'autres sites de l'Europe du NW

L'argile marine de Saint-Erth en Cornouaille anglaise, qui se trouve à une altitude sensiblement identique (35 m), présente un contenu pollinique comparable à celui de Pont Roux, avec en particulier de faibles pourcentages de pollens de *Tsuga* et absence de pollens à affinité tertiaire tels *Sciadopityx* et *Sequoia* suggérant un âge Pleistocène. Cependant la faune de Mollusques et de Foraminifères est caractéristique de la fin du Pliocène, du "Coralline Crag" (G.F. Mitchell, 1965 ; G.F. Mitchell et W.A. Watts, 1970 ; G.F. Mitchell, 1972).

Les dépôts datés de la fin du Pleistocène dans l'Est de l'Angleterre et aux Pays-Bas sont des dépôts lacustres ou fluviatiles. Ils ont comme point commun une

représentation peu importante de plantes nord-américaines et est-asiatiques. De récents sondages ont permis de reprendre l'étude, en Angleterre, du "Cromer Forest Bed" (R.G. West et D.G. Wilson, 1966 ; R.G. West, 1969) et, aux Pays-Bas, de la "Serksel Formation" classiquement rapportée à la série de Cromer (W.H. Zagwijn, H.M. Van Montfrans, J.G. Zandstra, 1971). Ces études ont montré que dans chacune des formations, deux cycles climatiques interglaciaires étaient représentés. En Angleterre, dans la localité type du Cromerien, l'interglaciaire inférieur est appelé Pastonien et contient des pollens de *Tsuga*, l'interglaciaire supérieur, sans *Tsuga*, est appelé Cromerien. Mais *Tsuga* est absent dans les deux interglaciaires reconnus aux Pays-Bas. L'un est caractérisé, comme dans le Nord de l'Allemagne (E. Grüger, 1968), par une zone pollinique à *Carpinus* et *Eucommia*, le second par une zone à *Quercus-Ulmus* ; *Eucommia* étant inconnu dans cette zone. Ces deux interglaciaires ne peuvent plus être rapportés à la série de Cromer.

Il semble que dans le Pleistocène inférieur toutes les périodes tempérées n'aient pas encore été décelées. Il serait vain de vouloir situer avec précision le dépôt du Guindy dans telle ou telle phase tempérée du Pleistocène inférieur, d'autant plus que le spectre pollinique dont nous disposons actuellement est très restreint. Cependant, je suivrais volontiers l'opinion de G.F. Mitchell et W.A. Watts (1970) qui font de ce dépôt l'équivalent du Pastonien anglais.

4° - Altitude du niveau marin correspondant

Les sédiments estuariens, très fins, de la vallée du Guindy correspondent à la phase finale d'une transgression. La faune, Foraminifères et Huîtres, indique qu'ils se sont déposés sous une faible épaisseur d'eau, 2 à 5 m à basse mer selon J.P. Pinot (1966). Il est très difficile d'imaginer l'amplitude de la marée au Pleistocène dans cette ria très allongée et ce que représente dans le temps la différence d'altitude entre La Salle, 55 m N.G.F. et Pont Roux, 30 m N.G.F. Cependant le contenu pollinique montre que le sommet du gisement de Pont Roux est sensiblement contemporain du gisement de La Salle (fig. 6).

Au cours de la phase finale (zone III-IV) de cette période tempérée du Pleistocène inférieur, le niveau de la mer a donc certainement atteint une altitude proche de 60 m N.G.F. le long des côtes de la Manche.

B - TREZ-ROUZ, NE DE CAMARET EN CROZON (Finistère)

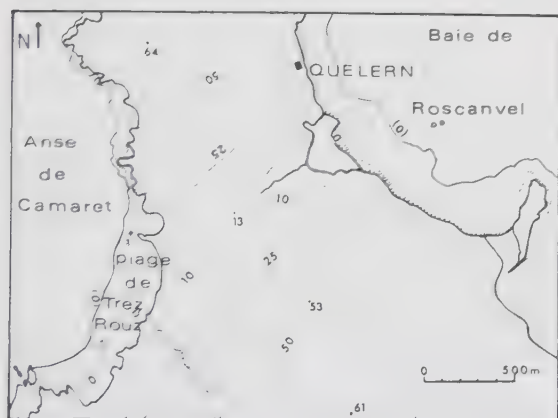
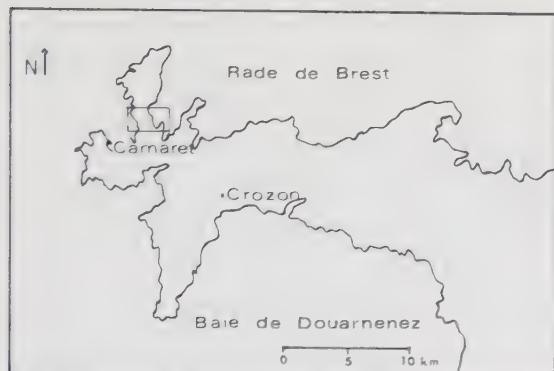


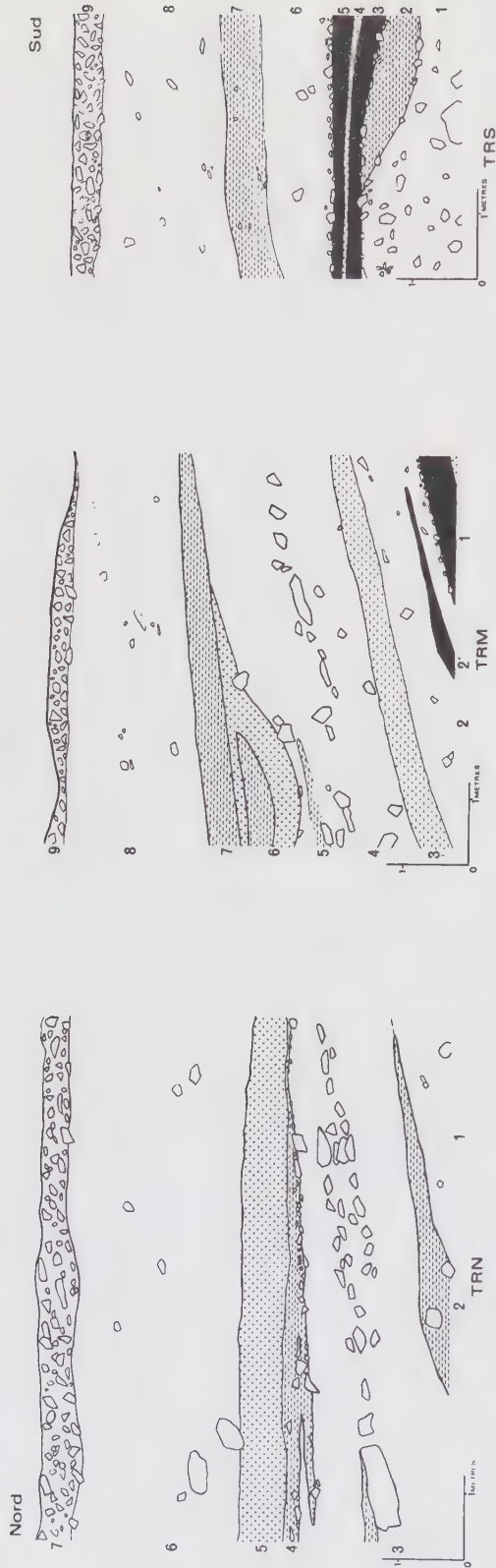
Fig. 8 et 9. - La plage de Trez-Rouz en Crozon (Finistère) ; localisation géographique.

La presqu'île de Quélern-Roscanvel (Finistère) est rattachée à la partie centrale de la Presqu'île de Crozon par un isthme déprimé, orienté N-E, S-W. L'altitude maximum de la dépression est de 13 mètres ; elle s'étend de l'anse de Trez-Rouz à l'Ouest au village de Quélern à l'Est. Les crêtes de grès paléozoïques qui la limitent au Nord et au Sud ont une altitude moyenne de 50 mètres. Dans cette dépression sont conservés des sédiments pleistocènes (L. Collin, 1913 ; M.T. Kerfourn, 1965 ; M. Melou, 1968 ; M.T. Morza de Kerfourn, 1969). Ils affleurent en falaise dans l'anse de Trez-Rouz à 2 km au N-E de Camaret (fig. 8). La falaise, haute de 5 à 7 mètres environ, est constituée par une alternance de niveaux limoneux gris, parfois noirs, souvent lenticulaires et de niveaux plus grossiers à blocs et galets.

1° - Présentation de l'affleurement

Les niveaux de la base de la falaise présentent des ondulations et des plis ; l'ensemble des couches s'incline vers le Nord. Aussi pour une étude stratigraphique précise, il est nécessaire de considérer trois parties dans l'affleurement : la partie sud de la falaise, TRS ; la partie médiane, TRM et la partie nord, TRN (fig. 10).

L'aspect des formations limoneuses ocre à blocs permet de les assimiler à des formations périglaciaires. Trois types de coulées de solifluxion apparaissent dans ces différentes coupes. La coulée inférieure, TRS 1, est rubéfiée ; les blocs et les galets sont dispersés sans ordre dans la masse. Les niveaux moyens, TRM 4 et TRN 3, contiennent des blocs anguleux nettement orientés. La couche supérieure est représentée par des limons bariolés, renfermant peu de blocs et par un niveau peu épais de blocs, cailloutis et galets pauvres en matériau fin. L'ensemble de la coulée



TRN 7 - blocs, anguleux, galets = TRS 9, TRM 9,
 TRN 6 - limon bariolé, 300 cm = TRS 8, TRM 8,
 surface d'érosion
 TRN 5 - sable ocre rouge, 60 cm,
 TRN 4 - limon argileux gris clair, 60 cm,
 surface d'érosion
 TRN 3 - limon ocre à blocs orientés, 150 cm,
 TRN 2 - limon argileux gris, lenticulaire, dont
 l'épaisseur varie de 10 à 40 cm,
 TRN 1 - limon sableux gris avec quelques blocs.

TRM 9 - blocs, anguleux, galets = TRS 9,
 TRM 8 - limon bariolé = TRS 8,
 surface d'érosion
 TRM 7 - limon argileux, gris, séparé de la zone
 sableuse par une surface durcie, 45 cm,
 TRM 6 - sable ocre rouge, lenticulaire avec len-
 tille limoneuse grise centrale, 65 cm,
 surface d'érosion
 TRM 5 - limon gris lenticulaire, 20 cm,
 TRM 4 - limon ocre à blocs orientés, 160 cm,
 TRM 3 - limon gris sableux sans blocs, 55 cm,
 TRM 2 - limon gris, puis ocre à petits blocs =
 TRS 6, contenant une lentille tourbeuse
 TRM 2', 15 cm,
 surface d'érosion
 TRM 1 - limon noir tourbeux = TRS 5.

TRS 9 - blocs, cailloutis anguleux, galets,
 TRS 8 - limon bariolé dont la couleur varie de
 l'ocre rouge au gris clair, 200 cm,
 surface d'érosion
 TRS 7 - limon argileux gris, 25 cm,
 TRS 6 - limon sableux gris clair, devenant pro-
 gressivement ocre à blocs anguleux isolés,
 60 cm,
 surface d'érosion
 TRS 5 - limon noir tourbeux renfermant des res-
 tes de bois de Conifères, 30 à 40 cm,
 TRS 4 - sable gris fin, 10 à 15 cm,
 TRS 3 - limon noir tourbeux, 25 à 40 cm,
 surface d'érosion
 TRS 2 - limon gris bleuté, remplissant un chenal,
 dont l'épaisseur maximum est de 70 cm,
 surface d'érosion
 TRS 1 - limon ocre à blocs anguleux ou arrondis.

Fig. 10. - Coupes détaillées de la falaise de la plage de Trez-Rouz.

supérieure présente sensiblement la même épaisseur sur toute la longueur de l'affleurement ; elle recoupe horizontalement les dépôts sous-jacents inclinés vers le Nord.

Les trois types de dépôts périglaciaires sont séparés par des limons argileux gris, parfois tourbeux. Ces niveaux gris sont souvent lenticulaires et seule l'analyse pollinique a permis d'établir la succession stratigraphique exacte.

2° - Analyse pollinique (Fig. 11, Tabl. V)

a - Dépôts organiques compris entre la coulée de solifluxion inférieure et la coulée moyenne

Dans la partie sud de l'affleurement, la coulée de solifluxion inférieure présente un chenal comblé par un limon gris (TRS 2). Un banc tourbeux recouvre ce limon gris ; il s'étend très largement au Nord du chenal. Il peut être observé sur une vingtaine de mètres, puis il disparaît sous les sables et les galets de l'estran. Ce niveau tourbeux est séparé en deux (TRS 3, TRS 5) par un lit sableux gris (TRS 4). Au-dessus une petite lentille tourbeuse (TRM 2'), vraisemblablement détachée de la masse tourbeuse principale, est incluse dans un limon ocre à petits blocs. Ce dernier est surmonté par un limon gris (TRS 7, TRM 3), sableux, sans blocs qui s'infléchit comme le banc tourbeux.

Dans ces différents niveaux : TRS 2, TRS 3, TRS 5, TRM 2', TRM 3, les pourcentages de pollens d'arbres par rapport au nombre total des pollens comptés, sont toujours supérieur à 50 ; la végétation évolue d'une phase à *Alnus-Quercus* dominant vers une phase à Conifères. Cette évolution est caractéristique de la seconde moitié d'un interglaciaire. Dans la lentille TRM 3, séparée des précédentes par un dépôt limoneux, la végétation est déjà nettement adaptée au froid : dominance des Conifères, développement des Ericacées, présence de *Rhododendron cf. ponticum*.

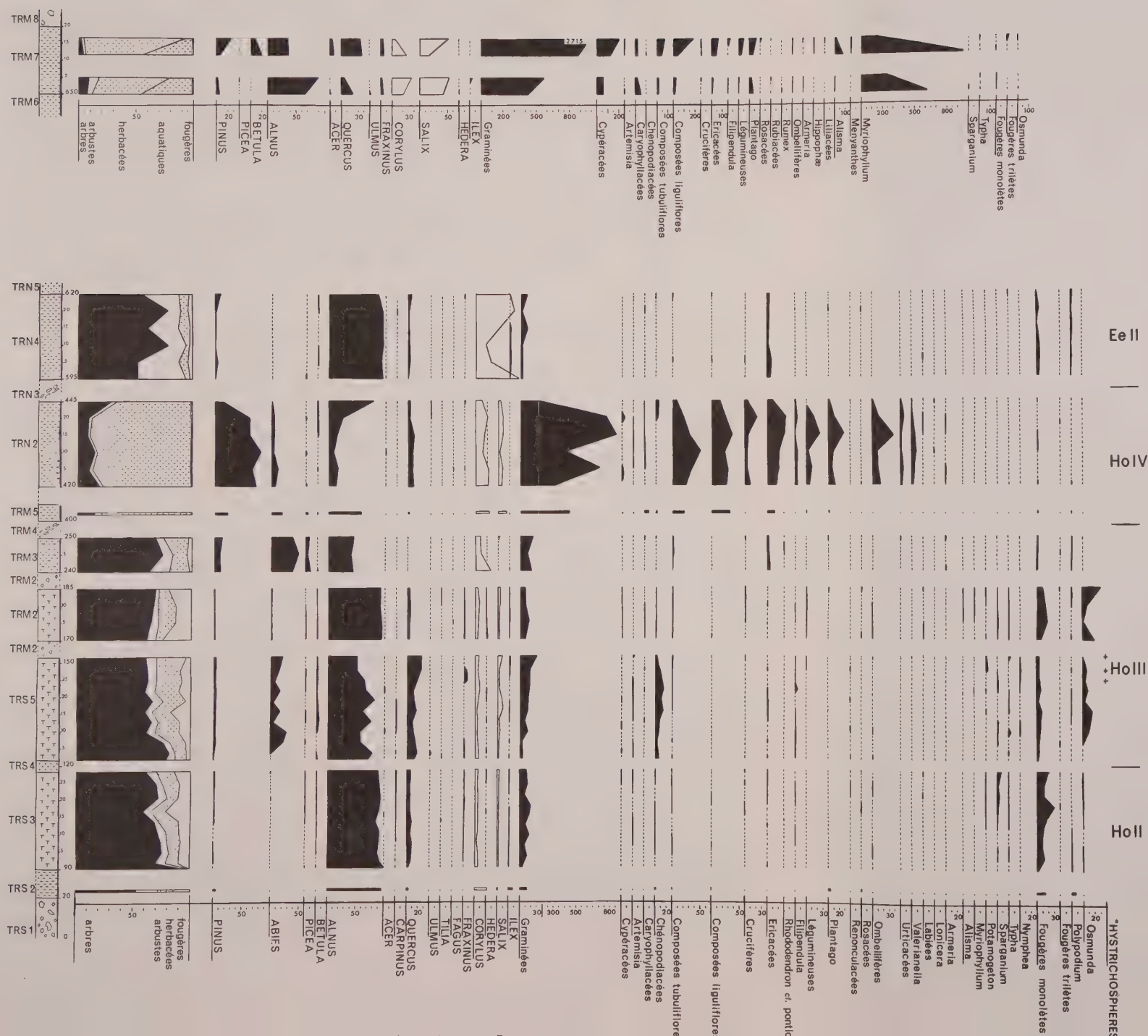
La zonation établie par C. T u r n e r et R. G. W e s t (1968) peut être appliquée.

Zonation	Caractères de la végétation	Niveaux
Ho III = zone tardi-tempérée	Développement des Conifères en particulier d' <i>Abies</i>	TRS 5, TRM 2' TRM 3
Ho II = zone éo-tempérée	Végétation arbustive dominée par les Feuillus (<i>Alnus</i> , <i>Quercus</i>)	TRS 2, TRS 3

Tableau VI. - Zonation pollinique de la période tempérée, Trez-Rouz I.

Niveaux	Nature du dépôt	Caractères de la végétation	Zonation climatique
Sommet	Légèrement saumâtre : plantes aquatiques, Dinoflagellés.	Taux des pollens d'arbres = 5 %. <i>Alnus</i> , <i>Quercus</i> , <i>Pinus</i> , <i>Betula</i> ont une représentation très voisine.	PERIODE TEMPEREE II
Base		Taux des pollens d'arbres = 10 %. <i>Alnus</i> domine. <i>Salix</i> et <i>Corylus</i> sont développés. <i>Picea</i> et <i>Acer</i> sont présents.	
TRN 4	Lacustre : Ericacées.	Taux des pollens d'arbres = 50 %. <i>Alnus</i> domine. <i>Corylus</i> est très développé. <i>Picea</i> et <i>Carpinus</i> sont présents.	PERIODE FROIDE
TRM 2	Lacustre : plantes rudérales et de terrain découvert.	Taux des pollens d'arbres = 10 % (30 % au sommet). <i>Pinus</i> domine. <i>Alnus</i> , <i>Abies</i> et <i>Quercus</i> sont bien représentés. <i>Picea</i> et <i>Carpinus</i> sont présents.	
TRM 5	Lacustre : Graminées, Composées, Ericacées.	Taux des pollens d'arbres = 15 %. <i>Alnus</i> , <i>Pinus</i> , et <i>Abies</i> dominant. <i>Corylus</i> et <i>Salix</i> sont bien développés.	
TRM 3	Lacustre : Ericacées, <i>Rhododendron</i> cf. <i>ponticum</i> .	Taux des pollens d'arbres = 70 %. <i>Alnus</i> et <i>Abies</i> dominant. <i>Pinus</i> et <i>Picea</i> et <i>Corylus</i> se développent.	PERIODE TEMPEREE I
TRM 2'	Lacustre : <i>Osmunda</i> , Chénopodiacées.	Taux des pollens d'arbres = 60 %. <i>Alnus</i> domine. <i>Quercus</i> , <i>Pinus</i> , <i>Abies</i> , <i>Picea</i> sont présents.	
TRS 5	Saumâtre : Chénopodiacées, Dinoflagellés, <i>Osmunda</i> .	Taux des pollens d'arbres = 60 %. <i>Alnus</i> domine, <i>Quercus</i> et <i>Abies</i> se développent. <i>Picea</i> et <i>Carpinus</i> sont présents.	
TRS 3	Lacustre : plantes aquatiques, Chénopodiacées.	Taux des pollens d'arbres = 70 %. <i>Alnus</i> domine. <i>Quercus</i> , <i>Pinus</i> , <i>Betula</i> sont faiblement représentés. <i>Picea</i> et <i>Carpinus</i> sont présents.	
TRS 2	Lacustre	Taux des pollens d'arbres = 55 %. <i>Alnus</i> domine. <i>Pinus</i> et <i>Quercus</i> sont présents.	

Tableau V. - Zonation pollinique et caractères de la végétation des dépôts organiques de la falaise de Trez-Rouz.



b - Dépôts organiques inclus dans la coulée de solifluxion moyenne

Les formations de type interglaciaire sont surmontées par un limon présentant des blocs bien alignés, inclinés vers le Nord. Ce limon est visible dans la partie médiane de la coupe (TRM 4) et dans la partie nord (TRN 3). Il est impossible sur le terrain, de raccorder ces deux coulées. Deux lentilles limoneuses grises, l'une au sommet de la coulée TRM 4, l'autre à la base de la coulée TRN 3, montrent qu'elles sont superposées. La végétation de ces deux niveaux présente les mêmes caractères : pollens d'arbres rares, essentiellement des Conifères, herbacées très développées et variées : Graminées, Ericacées, Composées. Le paysage est très découvert de type toundra.

La flore de ces deux lentilles peut appartenir à la même époque interglaciaire que celle des niveaux inférieurs. Cependant, une coulée de solifluxion bien caractéristique sépare la lentille TRM 5 de ces niveaux, indiquant la présence de conditions périglaciaires.

c - Dépôts organiques compris entre la coulée de solifluxion moyenne et la coulée supérieure

Un ensemble de dépôts limoneux gris (TRN 4, TRM 7) et de sable ocre (TRN 5, TRM 6) sépare la coulée de solifluxion supérieure des formations sous-jacentes. Les dépôts reposent sur une surface d'érosion soulignée par un alignement de blocs. Cette surface est horizontale, sauf dans la moitié nord de la coupe où elle présente une dépression assez importante (fig. 12). Dans ce chenal on trouve à la base le prolongement de la lentille TRN 4 surmonté par le sable ocre et la lentille grise TRM 7 ; cette dernière étant séparée de la zone sableuse sous-jacente par une surface durcie.

Dans l'ensemble, la végétation de ces deux lentilles grises (TRN 4 et TRM 7) est de type tempéré. *Alnus* et *Corylus* sont très développés. Au sommet de la lentille supérieure, la régression d'*Alnus* et de *Corylus* au profit de *Pinus* et de *Betula* dénote une détérioration climatique.

La flore conservée dans le limon gris TRN 4 correspond à celle d'une zone éo-tempérée (C. T u r n e r et R. G. W e s t, 1968), soit la zone f de K. J e s s e n et V. M i l l t h e r s (1928). Le niveau supérieur de TRM 7 marqué par le développement de *Pinus* et *Betula* peut appartenir à la zone tardi-tempérée.

3° - Datation pollinique

L'analyse pollinique des sédiments de la falaise de Trez-Rouz met en évidence l'existence de deux phases interglaciaires successives séparées par une phase froide. Pour l'interprétation stratigraphique de la flore nous manquons de références régionales.

Cependant, en Europe du NW, la flore des derniers interglaciaires est relativement bien connue (cf. R.G. West, 1964).

En l'absence de pollens à affinité tertiaire, l'hypothèse d'un âge Pleistocène inférieur est à exclure pour ces niveaux de Trez-Rouz.

a - Phase tempérée I

La végétation arbustive de la première phase tempérée présente un développement très important d'*Abies* au cours de la zone tardi-tempérée (zone III). C'est un caractère important qui permet de rapprocher cette végétation de celle de l'Holsteinien dans le NW de l'Allemagne (F. Jessen et V. Miltner, 1928 ; E.K. Kempf, 1966). Cette association pollinique arbustive est également identique à celle de l'Hoxnien d'Angleterre (K. Pike et H. Godwin, 1952 ; L.A. Stevens, 1959 ; R.G. West, 1956) et du Needien des Pays-Bas (A. Bröumer, 1949) ; étages considérés comme équivalents de l'Holsteinien de l'W de l'Allemagne (J.D. de Jong, 1957 ; R.G. West, 1964). Dans le SW de la France (H. Elhai et A. Prenant, 1963 ; F. Oldfield, 1968) des diagrammes polliniques très complets ont été obtenus qui montrent un développement comparable des principales essences arbustives.

b - Phase froide

Les pollens d'*Abies* sont plus rares après l'Holsteinien ; leur présence dans les lentilles TRM 5 et TRN 2 permet de dater celles-ci de la fin de l'Holsteinien (Ho IV) ou du début du Saalien (Riss). A Arcy-sur-Cure (Yonne), dans la grotte de l'Hyène, l'analyse pollinique (M.M. Van Campo et A. Leroi-Gourhan, 1959) du dépôt contenu dans un os de *Bos* provenant d'une couche datée du Riss, met en évidence une très forte représentation de *Pinus* (64 % du nombre des pollens d'arbres). Comme à Trez-Rouz, *Alnus* est bien développé, tandis que la Chênaie est réduite.

c - Phase tempérée II

Ces dépôts interglaciaires, postérieurs à l'Holsteinien et recouvert par d'importants dépôts de solifluxion, serait donc d'âge Eemien.

Cette datation est confirmée par la présence de forts pourcentages de pollens de *Corylus*. L'absence de la zone à *Carpinus* rend moins évidente leur appartenance à l'Eemien.

La présence de deux formations interglaciaires superposées est exceptionnelle et incite à la prudence. Il ne semble pas toutefois que les niveaux correspondant à la phase désignée tempérée II puissent provenir du remaniement de dépôts holsteiniens.

Ils renferment une association pollinique, caractérisée, en particulier par de forts pourcentages de pollens de *Corylus*, qui ne se trouve dans aucune des lentilles sous-jacentes, mais qui se rapproche de celle de l'Eemien. A Trez-Rouz, les deux phases tempérées sont séparées par une phase plus froide à végétation de type toundra et par des coulées de head qui témoignent de la présence de conditions périglaciaires en Bretagne entre ces deux périodes.

4° - Datation radiocarbone

Madame D é l i b r i a s a bien voulu tenter de dater par la méthode du radiocarbone des échantillons de tourbe et des restes de bois provenant de la couche tourbeuse supérieure (TRS 5). Chose surprenante, cette tentative de mesure a donné les résultats suivants : bois, Gsy 279, 25 000 ans ; Gif 279 (contrôle de la mesure précédente), première mesure = $24\,260 \pm 1\,500$ ans, deuxième mesure = $23\,800 \pm 1\,500$ ans ; tourbe, Gif 750 = $24\,400 \pm 1\,500$ ans.

5° - Discussion sur l'âge de ces dépôts

Les diverses mesures radiocarbone sur les deux échantillons donnent des résultats identiques qui indiqueraient un âge correspondant au maximum du froid weichselien (R. P a e p e et W. Z a g w i j n, 1972 ; W. D a n s g a a r d, S.J. J o h n s e n, H.B. C l a u s e n, C.C. L a n g w a y, 1970). Il est difficile d'admettre qu'une végétation aussi thermophile que celle du niveau TRS 5 ait pu s'installer en Bretagne au cours de cette période. En particulier la forte représentation des pollens d'arbres paraîtrait insolite. Les analyses polliniques du Nord de l'Europe indiquent des conditions beaucoup plus rudes. W.H. Z a g w i j n (1961) parle de désert polaire à cette époque aux Pays-Bas. Un climat très froid a sévi également en Bretagne, au Weichselien, puisque à Plouézec (Côtes-du-Nord) une végétation de toundra à *Betula* et *Pinus*, très clairsemé, a été découverte dans une lentille argileuse interstratifiée dans les limons (Chap. II, p. 54).

Le désaccord entre les résultats de l'étude palynologique et de l'essai de datation par le radiocarbone, conduit à penser que le niveau dans lequel ont été prélevés les échantillons était contaminé par du carbone récent. Il suffit en effet, de la présence d'une faible quantité de matière organique actuelle, difficilement décelable parfois, pour fausser les résultats. Une contamination de l'ordre de 5 % dans un échantillon plus vieux que 60 000 ans, ramène cet âge à 24 800 ans (F. W. S h o t t o n, 1967 ; G. D é l i b r i a s et P.R. G i o t, 1970). Une telle contamination des échantillons semble relativement fréquente. Elle est préoccupante

pour les échantillons les plus anciens. La commission de l'INQUA des lignes de riva-
ges réunie à Paris, en 1969, sous la présidence de R.W. F a i r b r i d g e, a pro-
posé : "that radiocarbon dates should be reviewed, especially those older than
20 000 B.P."

On constate très souvent des divergences entre les âges Carbone 14 et les
âges 230 TH/U 234 ; D.L. T h u r b e r et al. (1965b) citent les résultats suivants
pour du corail de l'atoll d'Eniwetok : 33 000 pour le radiocarbène, 115 000 $\pm$ 15 000
par le Thorium et attribuent bien entendu le rajeunissement de l'âge Carbone 14 à
une contamination par du Carbone plus récent. Car seule la contamination par du Car-
bone étranger a jusqu'à présent été invoquée pour expliquer ces dates radiocarbène
trop récentes.

A Trez-Rouz, les âges radiocarbène ne coïncident pas avec ceux qui peuvent
être proposés en conclusion de l'étude paléobotanique (fig. 12, tableau VII).

6° - Altitude du niveau marin correspondant à ces deux phases tempérées

a - Dans les dépôts interglaciaires inférieurs de la falaise de Trez-Rouz,
au sommet du limon tourbeux (TRS 5), vers 6 m d'altitude, dans la zone à forts pour-
centages de pollens d'*Abies*, la présence des Chénopodiacées et des "hystrichosphè-
res" indique la proximité du rivage marin. Aucun sédiment marin n'existe à Trez-
Rouz au-dessus de ce niveau, sous les formations périglaciaires, en dehors de quel-
ques galets repris dans les coulées limoneuses. Il n'est pas possible de préciser
l'altitude atteinte par la mer d'autant plus que les sédiments ont pu glisser et être
remaniés au cours des périodes glaciaires ultérieures ; les nombreuses ondulations
et le plongement des couches vers le Nord en témoignent.

b - Dans les dépôts interglaciaires supérieurs, est interstratifié un niveau
sableux que l'on peut assimiler à une formation dunaire ou à un dépôt de haut de
plage (l'usure éolienne étant très faible pendant les périodes tempérées). Ce sable
ocre est surmonté par une lentille d'argile grise qui contient une végétation herba-
cée caractéristique d'un étang acide - abondance de *Myriophyllum alterniflorum* en
particulier -. Ce type d'étang est très fréquent le long des côtes vers le niveau
des plus hautes mers. Le caractère littoral du marais est également attesté par la
présence de quelques kystes de Dinoflagellés. Son altitude moyenne est de 3 m au-dessus
des plus hautes mers actuelles, soit 7 m au-dessus du niveau moyen N.G.F.

c - La mer a-t-elle dépassé à l'Holsteinien ou à l'Eemien l'altitude de 6-7 m
au-dessus du niveau moyen actuel ? Rien ne permet ici de l'infirmier ou de l'affirmer.

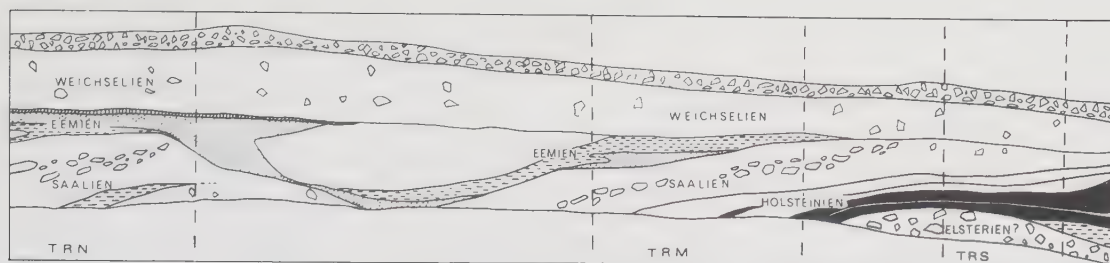


Fig. 12. - Schéma général de la falaise de Trez-Rouz.

Corrélations stratigraphiques	Caractères du dépôt	Niveaux
Weichselien	Cailloutis et blocs, peu de matériau fin	TRS 9, TRM 9, TRN 7
	Limon bariolé avec peu de blocs	TRS 8, TRM 8, TRN 6
Eemien	Dépôts lacustres, légère influence marine	TRM 7
	Sable ocre	TRM 6, TRN 5
	Dépôts lacustres	TRN 4
Saalien ?	Limon à blocs orientés	TRN 3
Interstade ?	Dépôts lacustres	TRN 2, TRM 5
Saalien ?	Limon à blocs orientés	TRM 4
Holsteinien	Dépôts lacustres	TRM 3
	Limon et dépôts lacustres	TRM 2, TRM 2', TRS 6, TRS 7
	Dépôts lacustres influence marine au sommet	TRS 5, TRM 1
	Sable	TRS 4
	Dépôts lacustres	TRS 3, TRS 2
Elsterien ?	Limon à blocs nombreux	TRS 1

Tableau VII. - Corrélations stratigraphiques possibles des différents niveaux de la falaise de Trez-Rouz.

C - LA VALLEE DE L'ILLE A DINGE (Ille-et-Vilaine)

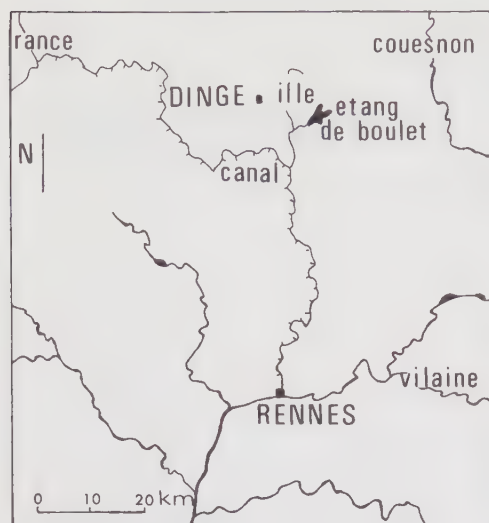


Fig. 13. - Dingé (Ille-et-Vilaine) ; localisation géographique.

Des sondages réalisés pour le compte du Génie rural à Dingé (Ille-et-Vilaine), il y a une dizaine d'années, ont rencontré au-dessus du calcaire Miocène un dépôt argileux noir pouvant atteindre 9 m d'épaisseur (S. D u r a n d, 1960, p. 207-208). Les sondages avaient été effectués dans la vallée d'un petit ruisseau, affluent de l'Ille, près du lieu dit la Motte aux Anglais. L'altitude de ce dépôt est en moyenne de 65 m N.G.F. (fig. 13).

L'analyse pollinique des quelques échantillons archivés montre qu'il s'agit d'un dépôt lacustre quaternaire.

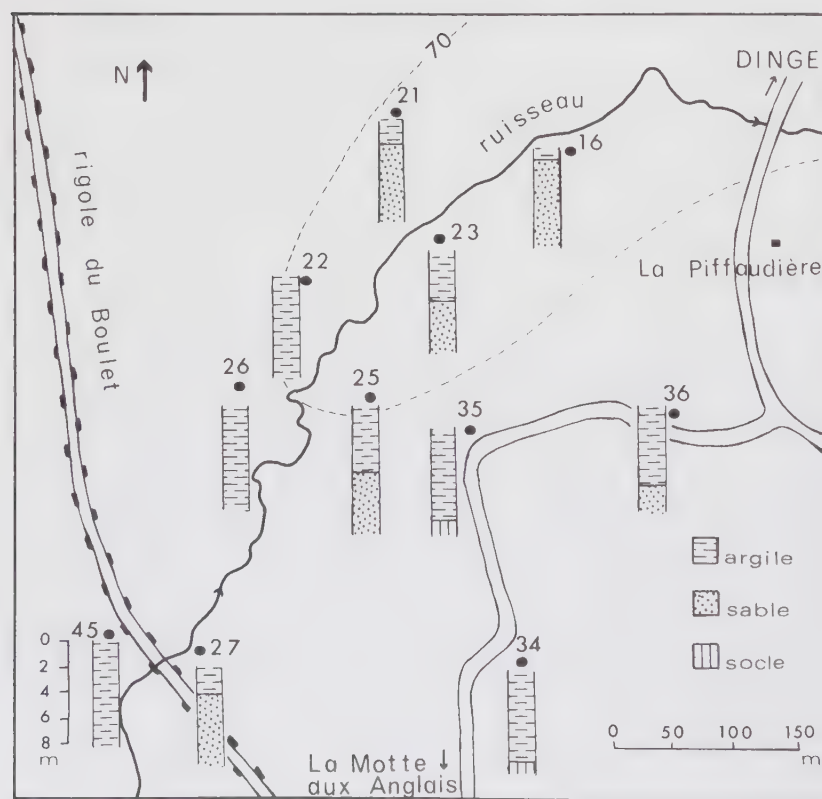


Fig. 14

Localisation des sondages de Dingé

Les échantillons étudiés proviennent des sondages 22 et 26, implantés très près du lit actuel du ruisseau (fig. 14). Le sondage 26 a traversé 8,45 m d'argile dont la teneur en matière organique est variable.

1° - Zonation pollinique (Fig. 15, Tabl. VIII)

N° du sondage, profondeur	Caractères de la végétation	Zonation
Sondage 26 1,40 - 3,60 m	L'essentiel du peuplement forestier est constitué par <i>Pinus</i> .	Zone IV post-tempérée
Sondage 26 3,60 - 4,90 m	Le taux des pollens d'arbres et d'arbustes est de 91,1 %. <i>Carpinus</i> domine les espèces forestières. <i>Pinus</i> et <i>Picea</i> se développent.	Zone III tardi-tempérée
Sondage 26 4,90 - 6,70 m	Le taux des pollens d'arbres et d'arbustes est de 88,5 %. <i>Quercus</i> et <i>Corylus</i> dominent la végétation arbustive. <i>Pinus</i> et <i>Betula</i> régressent.	Zone II éo-tempérée
Sondage 22 5,90 - 7,70 m	Le taux des pollens d'arbres et d'arbustes atteint 75 %. <i>Pinus</i> domine la végétation arbustive. <i>Alnus</i> , <i>Quercus</i> , <i>Ulmus</i> , <i>Carpinus</i> sont présents.	Zone II éo-tempérée

Tableau VIII. - Zonation pollinique et caractères de la végétation du dépôt organique de la vallée de l'Ille à Dingé (Ille-et-Vilaine).

L'évolution de la végétation herbacée suit les fluctuations de la nappe phréatique. Un marais tourbeux à Graminées, Cypéracées et Sphaignes s'installe au début de la période éo-tempérée. Puis le niveau de l'eau s'élevant, les plantes aquatiques: *Potamogeton*, *Sparganium* s'implantent. Le marais s'assèche progressivement au cours de la période post-tempérée et les Ericacées (*Calluna*, *Erica*), les Composées, les Crucifères le colonisent. Ce type de végétation annonce déjà le paysage de terrain découvert et de landes des périodes froides.

DINGÉ (ille et vilaine) - la Motte aux Anglais

SONDAGE 26



SONDAGE 22

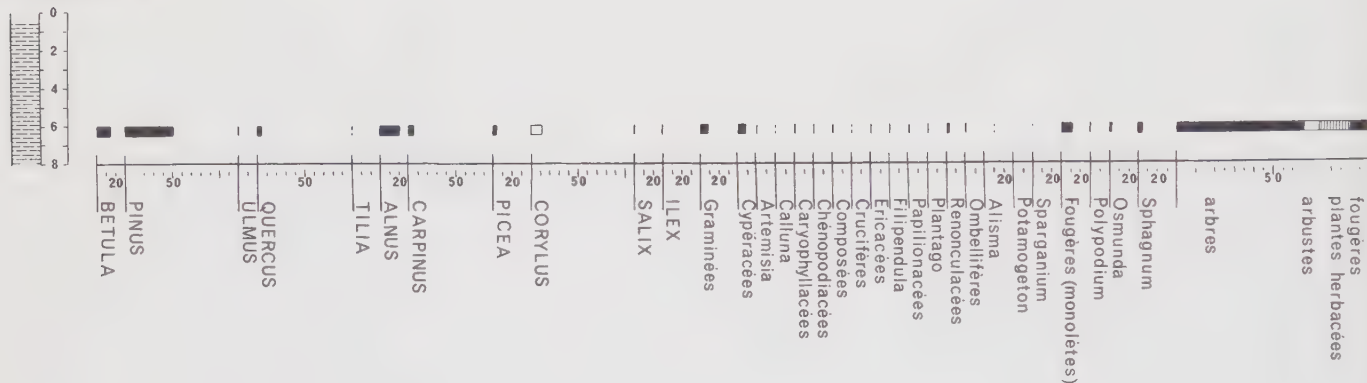


Fig. 15. - Diagramme pollinique de Dingé.

2° - Datation pollinique

Le développement de *Corylus* qui accompagne la Chênaie au cours de la zone éo-tempérée et celui de *Carpinus* qui précède les Conifères dans la zone tardio-tempérée, indiquent un âge eemien pour ces argiles de Dingé.

Le diagramme schématique, composé par R.G. West (1959) à partir des sites anglais, montre une évolution de la végétation identique à celle de Dingé. Une coupe aussi complète dans un dépôt organique eemien est exceptionnelle. Ce cas est, par exemple, inconnu en Angleterre où cependant les dépôts de cet âge sont nombreux dans le Sud et l'Est du Pays : Histon Road à Cambridge (D. Walker, 1953), Bobbitshole à Ipswich (R.G. West, 1957).

Une végétation très proche se retrouve aux Pays-Bas, notamment dans la célèbre coupe d'Amersfoort (W.H. Zagwijn, 1961). Cependant, *Abies* est ici présent et se développe en particulier dans la zone post-tempérée ; mais sa représentation demeure toujours inférieure à celle de *Picea*.

D - KERGUILLÉ EN CROZON (Finistère)

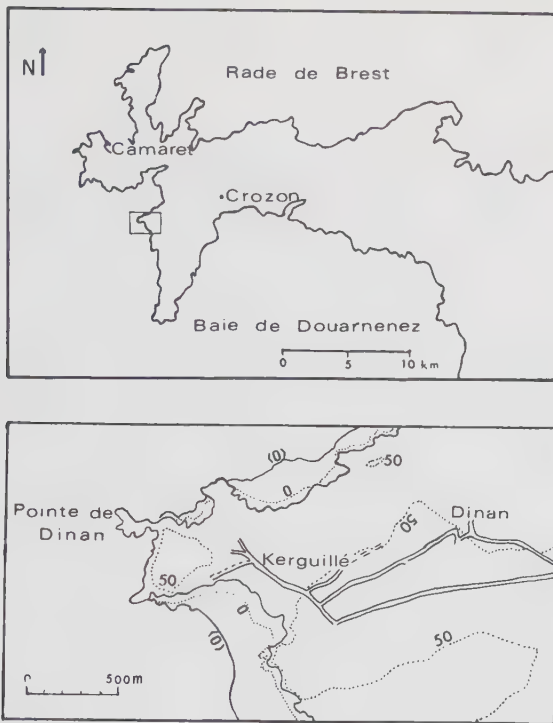


Fig. 16. - Kerguillé (Port-Koubou) en Crozon (Finistère) ; localisation géographique.

La plage ancienne de l'anse de Kerguillé (Porz Koubou) en Crozon (Finistère) (fig. 16) a été décrite dès 1877 par Ch. B a r r o i s. Il attirait ainsi l'attention, pour la première fois dans le Massif Armoricaïn, sur ces formations de galets qu'il considérait comme des "plages soulevées".

L'ancien cordon littoral de Kerguillé, est formé pour une grande part de galets de quartz et de grès provenant des séries sédimentaires de la presqu'île de Crozon mais aussi de galets de roches éruptives et métamorphiques dont l'origine est à rechercher dans le Nord et le Sud du Massif Armoricaïn. Ch. B a r r o i s attribuait la dispersion de ce matériel varié à des glaces flottantes. Cette hypothèse a été reprise depuis et rappelée par G.F. M i t c h e l l (1960)

pour expliquer la présence de galets erratiques dans les plages anciennes des côtes de la mer d'Irlande. L'affleurement de Kerguillé s'étend sur une centaine de mètres de longueur ; les galets sont plaqués contre la falaise et dans les infractuosités jusqu'à 3 m au-dessus du niveau des plus hautes mers actuelles (4,5 m N.G.F.). Il n'y a pas de galets visibles actuellement au-dessus de cette altitude mais Ch. B a r r o i s en signale jusqu'à 10 m et A. G u i l c h e r (1969) a observé quelques galets repris dans la coulée de solifluxion surmontant la plage ancienne.

Dans la partie ouest de l'anse, le petit vallon qui descend de la crête est colmaté, sur une longueur de 4 à 5 m au-dessus de la plage ancienne, par des sédiments variés : sables, limons et argile grise à cailloutis. Dans la partie ouest de l'affleurement, le dépôt argileux est peu épais (30 cm) ; il est séparé de la plage ancienne par un limon brun et surmonté par un sable dunaire puis un dépôt de solifluxion. A l'Est, la formation sableuse n'apparaît pas et le dépôt argileux a un développement plus important ; au-dessus de la plage ancienne, on distingue quatre niveaux argileux séparés par des limons ocres (fig. 17).

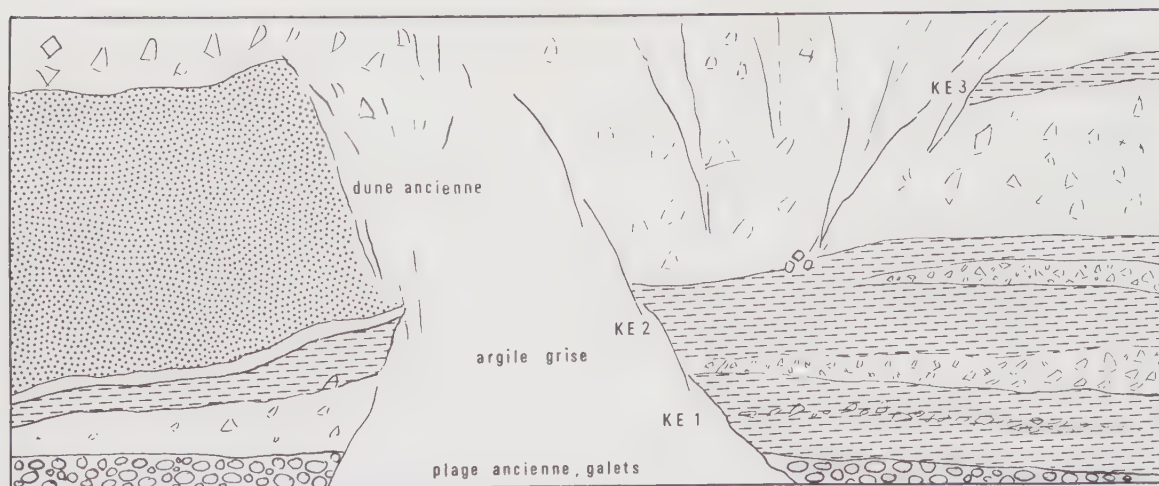


Fig. 17. - Coupe schématique de la falaise de la plage de Kerguillé en Crozon.

1° - Datation pollinique du dépôt organique (fig. 18)

Comme les limons ocres, les sédiments argileux gris renferment des cailloutis et des blocs. Ces dépôts sont à rapprocher des coulées de solifluxion. Les matériaux provenant de la crête se sont accumulés dans le petit vallon. L'analyse pollinique confirme que les conditions climatiques au moment de la mise en place de ce dépôt étaient très rigoureuses. Le contenu pollinique de l'argile grise est dominé par les plantes herbacées : des Graminées essentiellement mais aussi de nombreuses Caryophyllacées de type *Scleranthus*, des Composées de type *Carduus* et des Ericacées, indiquant la présence d'un paysage très découvert à caractère steppique.

Les conditions de dépôt et d'affleurement ne sont guère favorables à la conservation des pollens. Les niveaux argileux supérieurs sont très oxydés et dépourvus de pollens ; il en est de même du sommet de chacun des niveaux gris inférieurs. Le nombre total des pollens dans les préparations décroît du sommet vers la base des couches argileuses. Seul le nombre des pollens de *Pinus* se maintient, ce qui confirme la grande résistance de ce pollen à la corrosion. Il est donc impossible d'étudier l'évolution de la végétation dans les sédiments de Kerguillé. Dans la seconde lentille argileuse (KE 2), les pollens sont très nombreux et il semble que ce niveau puisse fournir une bonne image de l'importance du couvert végétal.

Les pollens d'arbres représentent en moyenne 25 % du contenu pollinique. *Pinus* domine très nettement tandis que *Betula* est peu représenté. Les faibles pourcentages de pollens de *Corylus*, *Alnus*, *Carpinus* et *Picea* permettent de rapporter cette végétation arbustive à la fin d'un interglaciaire, à la période post-tempérée (zone IV). Le spectre pollinique d'une zone post-tempérée est toujours difficile à

KERGUILLÉ , CROZON (Finistère)

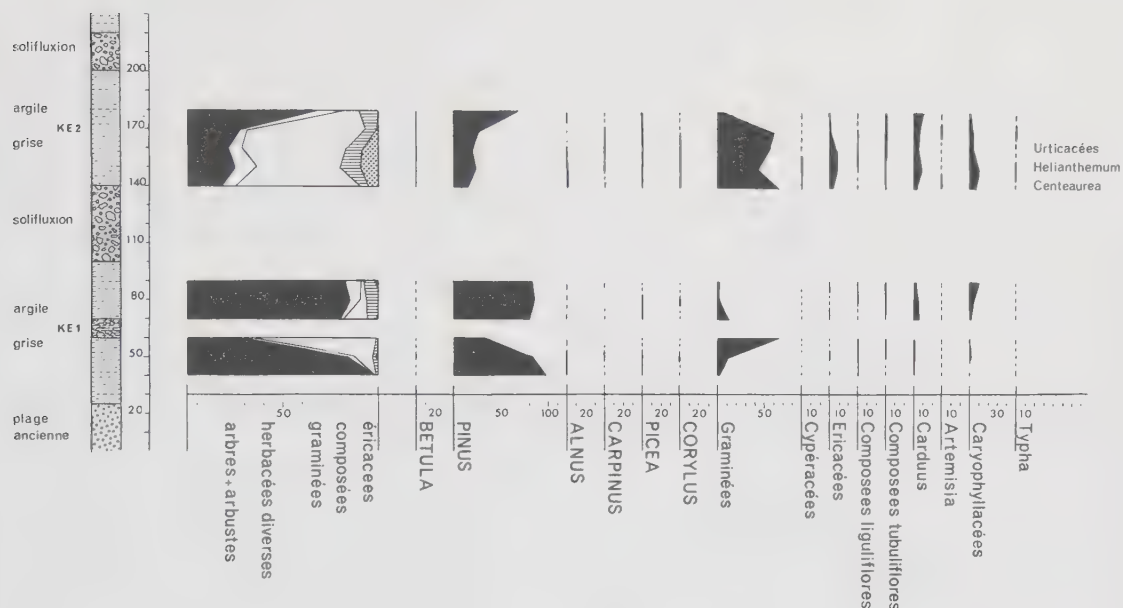


Fig. 18. - Diagramme pollinique de Kerguillé.

placer dans la stratigraphie du Pleistocène. Cependant, la présence de *Picea* et *Carpinus*, l'absence d'*Abies* incite à attribuer un âge Eemien à cette association pollinique.

Au moment du dépôt, la température était assez basse et le niveau de la mer déjà inférieur à son niveau actuel ; il n'y a dans le dépôt, aucun indice d'influence marine.

2° - Chronologie des dépôts pleistocènes de l'anse de Kerguillé

Dans l'affleurement de la plage de Kerguillé, il y a deux formations distinctes ; d'une part la plage ancienne qui repose sur le platier rocheux, d'autre part des dépôts continentaux : argile, dune, limon.

Ces deux formations peuvent appartenir à un même interglaciaire, à l'Eemien ; la plage correspondant à la période de transgression, le dépôt organique, daté de la zone post-tempérée, et la dune correspondant au début de la régression. Mais étant donné la forte consolidation de la plage ancienne par un ciment ferrugineux, il est possible qu'elles appartiennent à deux interglaciaires différents.

E - PORT-LAZO EN PLOUEZEC (Côtes-du-Nord)

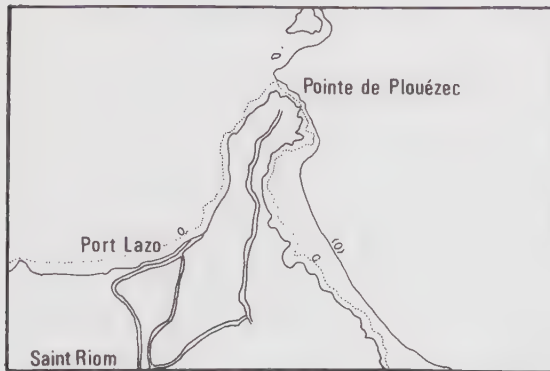
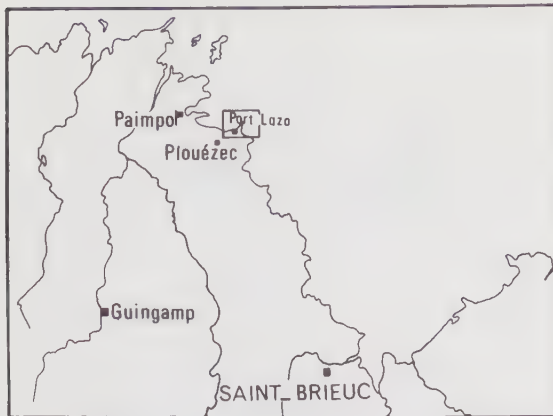


Fig. 19. - Port-Lazo en Plouézec (Côtes-du-Nord); localisation géographique.

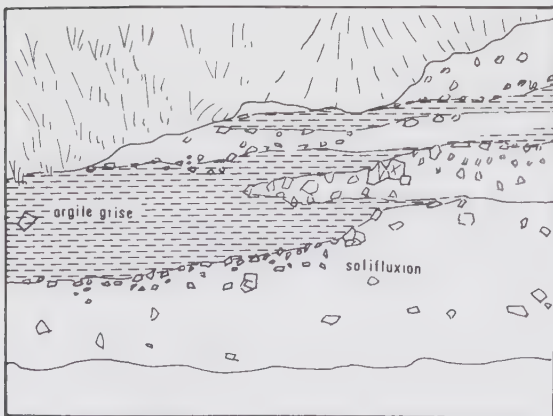


Fig. 20. - Coupe de la falaise de Port-Lazo.

Sur la côte septentrionale du Massif Armoricain on rencontre de façon à peu près constante un niveau marin vers 5-6 m d'altitude. Ce niveau marin est surmonté par des dépôts périglaciaires présentant deux paléosols importants. Le "paléosol du Goëlo", à la surface duquel sont conservées des industries du Paléolithique moyen, correspondrait à un interstade du Weichsel d'âge Amersfoort ou Brørup tandis que le second, moins marqué, daterait du Paléolithique supérieur (P.R. G i o t et J.L. M o n n i e r, 1972b). Dans ces paléosols, exposés en falaise, les pollens ne sont pas conservés ; leur recherche a toujours été négative.

Dans la falaise de la grève de Port-Lazo en Plouézec, un niveau argileux gris est interstratifié dans les formations périglaciaires (fig. 19 et 20). Ses relations avec les niveaux décrits plus à l'Est, le long de cette falaise par P.R. G i o t et J.L. M o n n i e r (1972b), sont difficiles à établir.

A la base de la coupe, près du chemin qui descend à la grève, affleure un limon beige, veiné d'ocre, qui semble être l'équivalent du limon beige noté 8 par P.R. G i o t et J.L. M o n n i e r (1972b, fig. 11). Un head peu épais sépare ce limon beige de la lentille argileuse. Le dépôt organique pourrait donc être mis en parallèle avec le "paléosol du Goëlo".

PORT-LAZO , PLOUEZEC (Côtes du Nord)

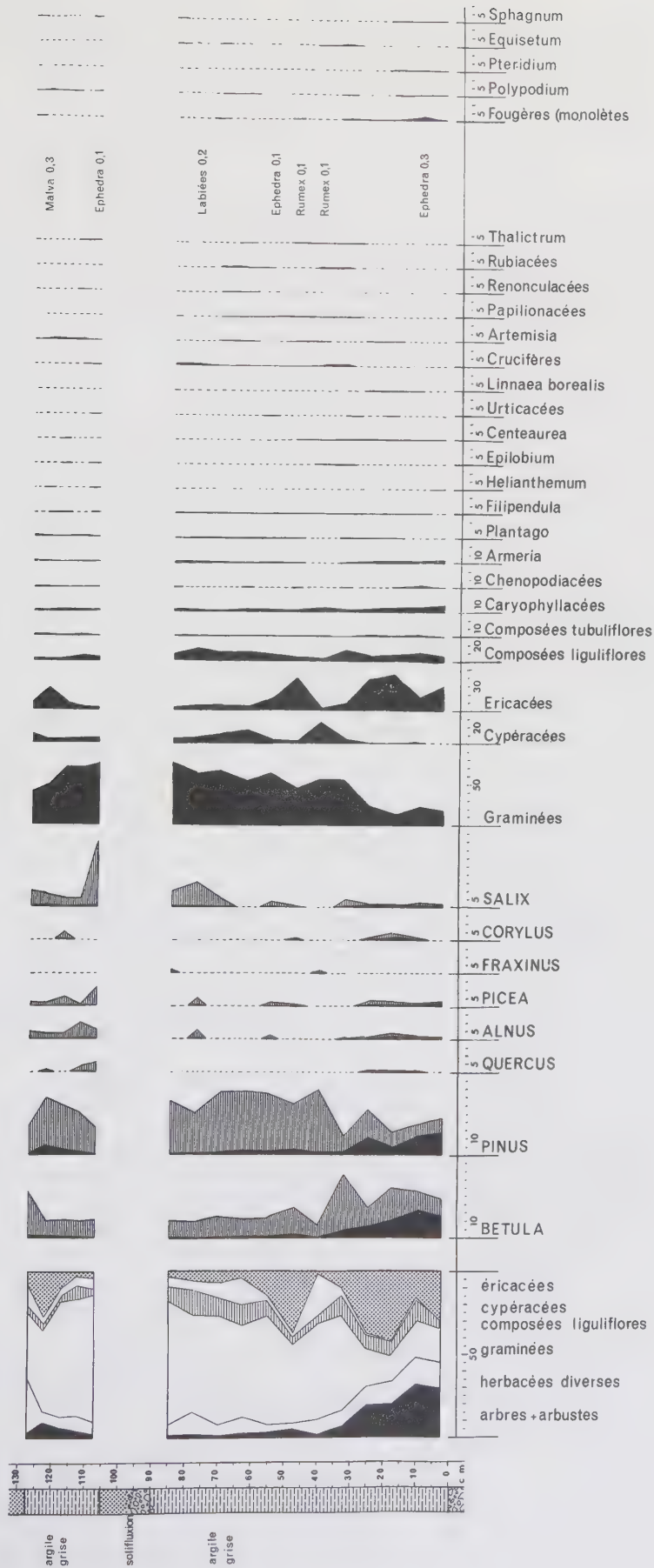


Fig. 21. - Diagramme pollinique de Port-Lazo.

L'épaisseur du dépôt argileux gris est en moyenne de 1 m ; il renferme des petits blocs de grès très altérés, de couleur rouge brique. Une mince couche de head isole au sommet une seconde lentille argileuse.

1° - Datation pollinique (fig. 21)

La végétation arbustive est faiblement représentée dans le dépôt. Le taux pollinique des arbres et arbustes est de 25 à 30 % de la base jusqu'à 30 cm ; au-dessus il décroît et atteint souvent moins de 5 % du total des pollens. Les arbres à caractères boréaux : *Betula*, *Pinus*, dominent la végétation. Les pollens d'arbres thermophiles : *Quercus*, *Alnus*, *Corylus* sont présents de manière continue à la base du dépôt mais deviennent plus rares (quelques pollens isolés) dès que le taux des pollens d'arbres décroît. *Picea* est présent. Ces caractères permettent de rapprocher cette végétation arbustive des spectres polliniques du Pléniglaciaire, bien connus aux Pays-Bas (T. v a n d e r H a m m e n, 1951, 1952 ; W.H. Z a g w i j n, 1961) ; la base du diagramme pollinique représentant la fin du grand interstade de Brørup.

L'association pollinique herbacée correspond bien à ce paysage de steppe-toundra qui caractérise le Pléniglaciaire.

A la fin de l'interstade de Brørup, la présence des Ericacées et de *Sphagnum* témoigne d'une certaine humidité ; puis tandis que le couvert végétal arbustif diminue et que les Thermophiles disparaissent, les Graminées et les Cypéracées envahissent la lande à Ericacées.

Dans ce paysage ouvert, se sont maintenues des plantes herbacées très variées qui appartiennent à divers groupes écologiques :

- des plantes halophiles, *Armeria maritima*, Chénopodiacées,
- des plantes de bordure des eaux, *Filipendula*, *Valeriana*, *Epilobium*, *Thalictrum*,
- des plantes rudérales et de terrain découvert, *Artemisia*, *Helianthemum*, *Scleranthus*, *Plantago* ; mais la plupart des pollens classés dans les Composées, Ombellifères, Caryophyllacées, Rubiacées appartiennent à ce groupe.

Dans la lentille supérieure, le taux des pollens d'arbres croît légèrement par rapport au sommet de la zone précédente et les Thermophiles sont plus nombreux, mais cette lentille n'est vraisemblablement pas en place.

2° - Position du niveau marin

A la fin de l'interstade de Brørup, le niveau de la mer était inférieur à son niveau actuel. Cependant, la persistance des plantes halophiles, *Armeria maritima* et Chénopodiacées, peut indiquer qu'elle s'est approchée de la ligne de rivage actuelle au cours de cette période.

F - LA VALLEE DU BIEZ JEAN A VILDE-BIDON EN PLERGUER (Ille-et-Vilaine)

Des sables et des galets fluviatiles généralement attribués au Weichselien tapissent le fond du marais de Dol-de-Bretagne (cf. p. 130).

Dans la vallée du Biez Jean qui entaille la falaise fossile limitant au Sud le marais de Dol, un sondage a été réalisé près de Vildé-Bidon. Il a rencontré à 2 m sous le zéro N.G.F., entre un niveau de sables et galets fluviatiles et des limons ocres, 10 cm de boue organique grise.

1° - Datation pollinique du niveau organique (fig. 22)

Le taux des pollens d'arbres et d'arbustes est peu élevé, traduisant un couvert végétal faible. Il est essentiellement constitué par *Pinus* et *Betula*, accompagné par de rares touffes de *Corylus*, *Salix* et *Juniperus* ; *Quercus* est également présent.

Au sommet de la couche d'argile grise, le nombre des pollens d'arbres est légèrement plus élevé ; ceci est dû essentiellement à une plus forte représentation de *Pinus*. Les plantes herbacées sont nombreuses et variées en particulier celles de terrain découvert comme les Graminées, Cypéracées, *Artemisia* et autres Composées. On y rencontre le cortège des Herbacées communes au Tardiglaciaire weichselien : *Filipendula*, *Thalictrum*, *Helianthemum*, *Valeriana* ... L'importance du développement des plantes herbacées indique des conditions climatiques très rudes. Ce type de végétation peut appartenir à l'une ou l'autre des phases froides qui encadrent l'oscillation de l'Alleröd. Toutefois la persistance de *Corylus* et *Quercus* montre que l'amélioration climatique qui a précédé la mise en place de ce dépôt est relativement

VILDE - BIDON , PLERGUER (ille et vilaine)

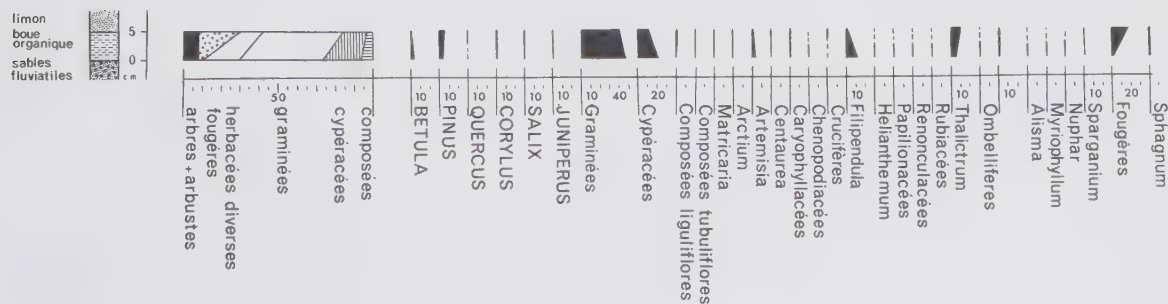


Fig. 22. - Diagramme pollinique de Vildé-Bidon en Plerguer.

importante. C'est donc au début du Dryas récent, zone III de H. G o d w i n, que cette boue organique s'est déposée. La datation radiocarbone obtenue pour ce niveau Gif 1 836 = 10 950 $\pm$ 230 années, confirme cette position stratigraphique.

La vallée du Biez Jean à Vildé-Bidon est, avec le marais de l'Yeun-Ellez à Saint-Michel-de-Brasparts (Finistère) (W. V a n Z e i s t, 1965), le seul gisement en Bretagne où une végétation tardiglaciaire a pu être mise en évidence. A Saint-Michel-de-Brasparts, de nombreux pollens de *Quercus* et *Corylus* sont présents dans la boue organique et W. V a n Z e i s t avait admis que ces pollens s'étaient infiltrés dans le dépôt, au Boréal, à partir de la tourbe sus-jacente. Dans le Nord de l'Europe, en Angleterre et aux Pays-Bas notamment, *Quercus* et *Corylus* sont généralement absents des dépôts tardiglaciaires ; seul *Corylus* apparaît dans les dépôts des vallées submergées de Manche orientale (M.T. M o r z a d e c - K e r f o u r n et G. D é l i b r i a s, 1972). Or à Dol, on retrouve ces mêmes essences thermophiles au début du Dryas ; mais cette fois la boue organique est séparée de la tourbe supérieure par 1,70 m de limon très fin de colluvionnement, au travers duquel il est difficile d'imaginer la percolation de grains de pollens. Si cependant elle avait pu se produire, l'absence de pollens d'*Alnus*, si abondants dans la tourbe, serait difficile à expliquer. L'implantation de *Quercus* et *Corylus* dans le Massif Armoricaïn, à l'Alleröd, paraît donc certaine. L'amélioration climatique à l'Alleröd, bien que brève, a certainement été importante.

2° - Conditions de sédimentation

Au tardiglaciaire weichselien, dans cette partie de la vallée du Biez Jean, la sédimentation est demeurée fluviatile avec cependant une phase marécageuse au début du Dryas récent, alors que la reprise du froid après l'Alleröd est déjà amorcée. Un limon ocre provenant du lessivage des coulées de solifluxion s'est ensuite déposé dans la vallée.

III - CONCLUSION A L'ETUDE DES DEPOTS ORGANIQUES PLEISTOCENES

L'analyse pollinique de sédiments organiques littoraux permet de poser les bases d'une biostratigraphie du Pleistocène armoricain et de tenter des corrélations avec les dépôts du NW de l'Europe. Dans ce cadre biostratigraphique peuvent s'inscrire également les variations les plus importantes du niveau de la mer au Pleistocène.

A - BASES D'UNE BIOSTRATIGRAPHIE DU PLEISTOCENE ARMORICAIN

Deux grands principes ont été appliqués lors de l'établissement de cette biostratigraphie :

- la définition de périodes glaciaires par la présence de dépôts périglaciaires ou d'une flore froide et de périodes interglaciaires par l'apparition dans le Massif Armoricain de conditions tempérées aussi clémentes que les conditions actuelles ;
- l'appauvrissement progressif de la flore depuis le Pliocène ; cet appauvrissement en Europe et en Asie occidentale étant expliqué (C. et E. R e i d, 1915) par la présence d'une barrière naturelle constituée par les Pyrénées, les Alpes, les Carpathes et le Caucase qui aurait entravé la migration des espèces thermophiles vers le Sud pendant les périodes froides.

Contrairement aux méthodes de la stratigraphie classique, ce n'est pas l'apparition de nouvelles formes qui détermine les grandes subdivisions du Pleistocène mais la disparition progressive d'un certain nombre d'espèces ; la valeur du critère d'absence est donc différente.

Dans le Pleistocène du Massif Armoricain, trois grands interglaciaires caractérisés par des associations polliniques distinctes et deux interstades appartenant à la dernière période glaciaire, ont ainsi pu être mis en évidence (tableau IX).

1° - Les interglaciaires

a - *Le Guindy*

L'interglaciaire le plus ancien a été découvert dans la vallée du Guindy à Quemperven et Lannérin (Côtes-du-Nord). Il renferme quatre taxons qui au Flandrien ne sont plus indigènes dans le Massif Armoricain (fig. 23) : *Tsuga*, *Abies*, *Carpinus*, *Picea*. Cet héritage tertiaire est modeste comparativement à la riche flore du Pliocène (S. D u r a n d, 1960) car ce dépôt est déjà assez tardif dans le Pleistocène inférieur. L'interglaciaire défini dans les Côtes-du-Nord peut être l'équivalent du

Localisation du gisement	Altitude par rapport au N.G.F.	Nature du dépôt	Zonation pollinique	Caractère particulier de la végétation	Corrélations stratigraphiques
Vildé-Bidon (Plerguer)	- 2 m	lacustre	tardiglaciaire		WEICHSELIEN
Port-Lazo (Plouézec)	+ 6 m	lacustre	pléniglaciaire	Présence de <i>Picea</i> .	
Kerguillé (Crozon)	+ 4,5 m	lacustre	post-tempéré	Présence de <i>Picea</i> , <i>Carpinus</i> .	EEMIEN
Trez-Rouz (Crozon)	+ 7 m	légèrement saumâtre	éo-tempéré		
Dingé	+ 65 m	lacustre	post-tempéré tardi-tempéré éo-tempéré		
Trez-Rouz (Crozon)	+ 7 m + 6 m + 5,8 m	lacustre saumâtre lacustre	post-tempéré tardi-tempéré éo-tempéré	Présence de <i>Picea</i> , <i>Carpinus</i> , <i>Abies</i> .	HOLSTEINIEN
Quemperven Lanmérin	+ 55 m + 30 m	estuarien estuarien	fin tardi-tempéré fin tardi-tempéré	Présence de <i>Picea</i> , <i>Carpinus</i> , <i>Abies</i> , <i>Tsuga</i> .	PLEISTOCENE INFÉRIEUR

Tableau IX. - Biostratigraphie du Pleistocène armoricain ; corrélations possibles avec les dépôts du NW de l'Europe.

PLEISTOCENE inférieur

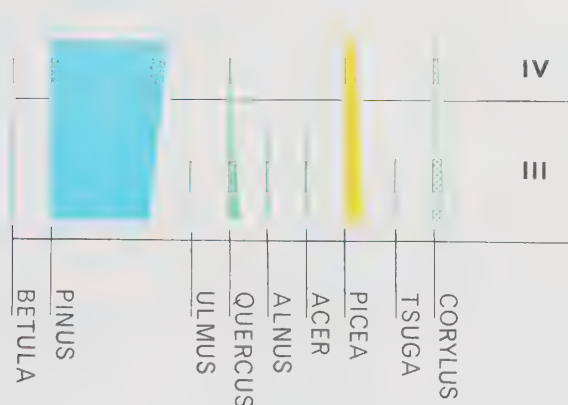


Fig. 23. - Diagramme simplifié de la fin d'une phase tempérée du Pleistocène inférieur.

Pastonien anglais. Mais les corrélations avec les étages définis dans le N de l'Allemagne et les Pays-Bas sont beaucoup plus difficiles.

b - Trez-Rouz I et Trez-Rouz II

Deux interglaciaires ont été reconnus dans les sédiments de la coupe de Trez-Rouz en Crozon (Finistère) : un interglaciaire inférieur représenté par des couches déformées, inclinés vers le Nord et un interglaciaire supérieur dont les dépôts recourent horizontalement les formations sous-jacentes ou remplissent un chenal dans ces formations.

L'interglaciaire inférieur présente un développement important d'*Abies* dans la zone tardi-tempérée. Il se rapproche donc de nombreux dépôts holsteiniens du Nord de l'Allemagne et neediens des Pays-Bas ainsi que de l'ensemble des dépôts hoxniens d'Angleterre. L'interglaciaire supérieur par contre est dépourvu de pollens d'*Abies* et très proche de l'Eemien du NW de l'Europe continentale et de l'Ipswichien anglais.

Comme partout en Europe du NW, ces deux phases tempérées qui répondent chacune à la définition d'un interglaciaire sont bien distinctes (fig. 24 et 25). Dans le Massif Armoricaïn, des sédiments organiques eemiens se rencontrent par ailleurs à Dingé (Ille-et-Vilaine) avec un fort développement de *Carpinus* au cours de la zone tardi-tempérée et à Kerguillé en Crozon (Finistère) où *Carpinus* est également associé à *Picea*.

A Trez-Rouz, les deux interglaciaires sont séparés par une phase froide représentée par des coulées de solifluxion et par une lentille organique renfermant une végétation à caractère périglaciaire. Cette phase froide serait donc l'équivalent du Saalien. En Angleterre, les dépôts glaciaires du Gipping qui séparent l'Hoxnien de

HOLSTEINIEN

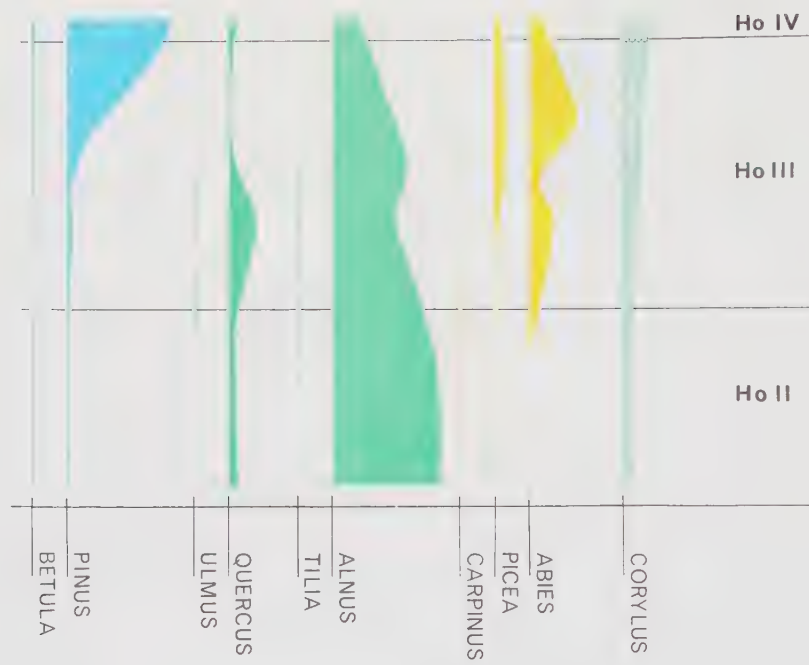
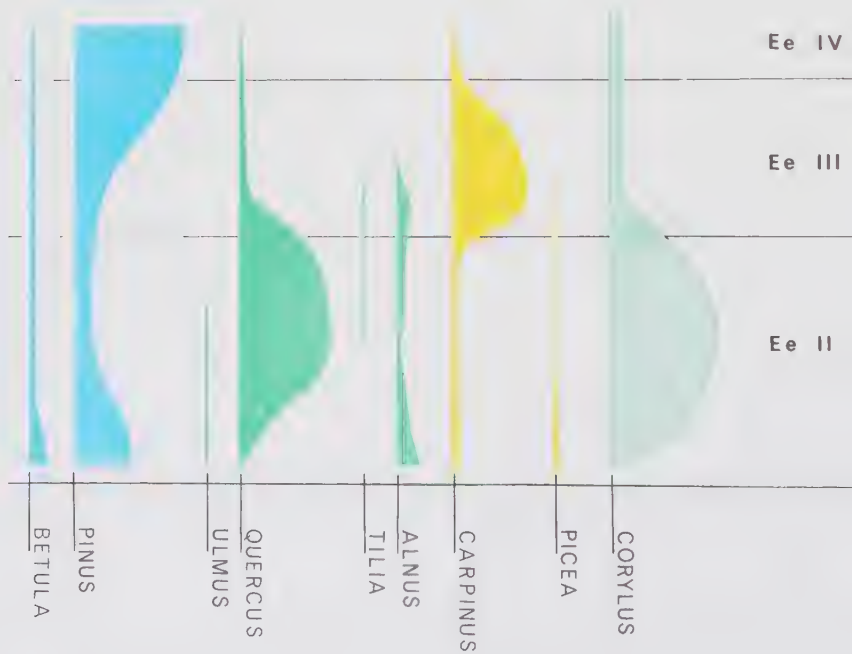


Fig. 24. - Diagramme pollinique simplifié du pénultième interglaciaire (Holsteinien).

EEMIEN



Pourcentages calculés à partir du nombre des pollens d'arbre

Fig. 25. - Diagramme pollinique simplifié du dernier interglaciaire (Eemien).

l'Ipswichien sont peu épais ; ce qui, pour C.R. B r i s t o w et F.C. C o x (1973) met en doute leur corrélation avec le Saalien proposé par R.G. W e s t et J.J. D o n n e r (1956). Ils reconnaissent cependant entre ces deux périodes l'existence d'une oscillation froide, sans lui attribuer une valeur glaciaire. Il est certain que dans les sédiments de grottes, du Sud de la France, datés par les Industries, la présence d'un court refroidissement, le Pré-Würm, a été soulignée au cours de l'interglaciaire Riss-Würm (Eemien) (J.C. M i s k o v s k y, 1970). Mais la phase froide qui existe en Angleterre entre l'Hoxnien et l'Ipswichien et en Bretagne entre les deux phases tempérées à Trez-Rouz, est beaucoup plus importante que ce simple refroidissement qui n'a provoqué qu'un léger colluvionnement. Elle est marquée en particulier par l'établissement d'une végétation périglaciaire correspondant à un climat au moins aussi froid que celui du début du Weichsel et par le dépôt d'argile à blocs en Angleterre (Gipping Till) et de coulées de solifluxion en Bretagne. Ces dépôts sont les témoins d'une véritable phase glaciaire qui peut appartenir au Saalien.

2° - Les interstades

La dernière glaciation a laissé des témoins importants près du littoral septentrional de la Bretagne ; les niveaux organiques y sont cependant très rares. Au cours de cette période deux nouveaux taxons vont disparaître de la flore armoricaine et permettre de distinguer les interstades du début du Weichselien de ceux du Tardiglaciaire :

- *Carpinus* lors des premiers refroidissements ; il est absent des dépôts du début du Pléniglaciaire à Port-Lazo en Plouézec ;
- *Picea* pendant le Pléniglaciaire ; il n'apparaît plus au Tardiglaciaire à Vildé-Bidon en Plerguer ni plus tard au cours du Flandrien.

B - LES HAUTS NIVEAUX MARINS PLEISTOCENES LE LONG DES COTES ARMORICAINES

L'analyse pollinique en précisant les conditions de formation des tourbes et dépôts organiques qui affleurent actuellement le long du littoral permet un certain nombre d'observations concernant les variations de la ligne de rivage au cours du Pleistocène.

1° - Le Pleistocène inférieur

Les sables fins, proches des tangles, qui existent dans la vallée du Guindy à Quemperven et à Lanmérin respectivement à 30 et 55 m d'altitude, doivent être considérés comme appartenant à une même formation car rien dans la faune ni la flore ne

permet de les distinguer. Ce dépôt qui renferme un élément floristique "extra-européen" : *Tsuga*, date de la fin d'un interglaciaire d'âge antécromerien. Il implique un niveau marin au moins égal à 55 - 60 m N.G.F., lors d'une transgression de la fin du Pleistocène inférieur.

Je ne tenterai pas de mettre en parallèles ces sédiments du Guindy avec les surfaces d'abrasion marine reconnues par A. Guilhaud (1948 - 1969), car il s'agit ici d'une formation typiquement d'estuaire. Bien qu'ils se trouvent à la même altitude, il est également difficile de les comparer avec les sédiments plus grossiers de la vallée de l'Aber-Ildut près de Saint-Renan (B. Hallégouët, 1971).

2° - Le Pleistocène moyen

- Aucun dépôt organique du début du Pleistocène moyen, pouvant être rapporté au Cromerien n'a été identifié près du littoral armoricain. Quelle a été l'altitude maximum du niveau marin pendant cette période ? Il n'y a pas le long des côtes bretonnes d'indice permettant de répondre actuellement à cette question.

- Pour le pénultième interglaciaire, des indications sur la position de la mer sont données dans la coupe de Trez-Rouz, NE de Camaret. Vers 6 m d'altitude, dans les sédiments déposés pendant la période tardi-tempérée : Trez-Rouz I (Holsteinien), des pourcentages relativement élevés de pollens de Chénopodiacées et la présence de kystes de Dinoflagellés indiquent la proximité du rivage marin. Aucun sédiment n'existe cependant à Trez-Rouz au-dessus de cette zone en dehors de quelques galets repris dans les coulées de solifluxion supérieures.

Mais le niveau de la mer a pu s'élever au-dessus de cette altitude. Dans le Sud-Ouest de la France, près de Bordeaux au Gurg et au Pin Sec (H. Elhaï et A. Prenant, 1963), près de Biarritz à Marbella (F. Oldfield, 1968), l'influence marine est également sensible pendant la période tardi-tempérée dans des sédiments lacustres rapportés à l'interglaciaire Mindel-Riss ou à l'Hoxnien. Ces dépôts plus ou moins saumâtres affleurent actuellement en falaise à des altitudes très voisines : Marbella 9,3 m, le Pin Sec 6 m, le Gurg 7 m, Camaret 6 m, témoignant de l'existence de conditions similaires au cours du pénultième interglaciaire et l'absence de déformations importantes ultérieures. A Marbella, des sédiments marins sont conservés au-dessus des sédiments lacustres jusqu'à 16 m N.G.F. (F. Oldfield, 1968).

Dans le Sud de l'Angleterre, des argiles marines recouvrent également les dépôts tardi-tempérés hoxniens à Clacton (K. Pike et H. Godwin, 1953), à Nar Valley (L.A. Stevens, 1959) ; jusqu'à 23 m au-dessus du niveau actuel

de la mer dans cette dernière localité.

Une grande part des dépôts littoraux qui subsistent le long des côtes armoricaines, entre 6 m N.G.F. et 20 m (tableau IV), c'est-à-dire des dépôts Haut - Normanniens seraient alors susceptibles d'appartenir à cette pénultième phase interglaciaire.

1° - Pleistocène supérieur

- Dans la coupe de Trez-Rouz, la présence vers 3 m au-dessus du niveau des plus hautes mers (7 m N.G.F.) d'un niveau sableux associé à des sédiments lacustres à influence marine rapportés au dernier interglaciaire : Trez-Rouz I (Eemien) laisse penser que la mer a atteint un niveau proche de l'actuel, dans la seconde partie de cet interglaciaire.

A Kerguillé, dans la presqu'île de Crozon, sur la plage ancienne qui culmine à 3 m au-dessus des plus hautes mers actuelles, repose un dépôt lacustre (sans Dinoflagellés) que l'on peut rapporter à la zone post-tempérée de l'Eemien (Ee IV). Ces deux gisements semblent indiquer qu'à l'Eemien la mer n'a pas dépassé l'altitude de 3 m au-dessus du niveau actuel (7 m au-dessus du N.G.F.).

En Normandie, les renseignements sont plus nombreux car il existe un certain nombre de dépôts organiques, associés à des formations marines, auxquels le contenu pollinique donne un âge eemien possible. C'est le cas à Saint-Côme-de-Fresné (R.G. West et B.W. Sparks, 1960), à Ecalgrain (H. Elhai, 1963). Des tentatives de datations radiocarbone n'ont cependant pas confirmé cet âge (G. Delibrias et C. Larssonneur, 1966) puisque les dates obtenues sont comprises entre 12 000 et 25 000 ans ; mais elles ne sont pas fiables. Le dépôt d'Ecalgrain, après destruction méticuleuse des racines récentes a fourni deux dates plus anciennes : Birm 183 = $40\,750 \pm 2\,100$ années et Birm 211 > 44 500 années (F.W. Shotton et R.E.G. Williams, 1971).

Si l'on compare les résultats de l'analyse pollinique des sédiments normands à ceux du niveau supérieur, Ee IV, de Dingé, on constate une grande similitude, notamment en ce qui concerne la végétation arbustive (tableau X). Il est évident qu'une telle végétation peut aussi bien caractériser un interstade que la fin d'un interglaciaire. Cependant, la rareté de *Betula* dans tous ces dépôts incite à les placer dans la zone post-tempérée d'un interglaciaire. En effet, lors du déclin de la forêt, à l'arrivée du froid, *Betula* est toujours dominé par *Pinus* tandis que lors de son installation, pendant les interstades ou le début des interglaciaires, *Betula* entre en concurrence avec *Pinus* et le domine généralement. L'absence d'*Abies* élimine la possibilité d'un âge Holsteinien. C'est pourquoi, comme R.G. West et H.

E l h a i qui ont précédemment étudié ces sédiments organiques normands, je pense qu'ils sont eemiens, et ceci malgré l'absence de *Carpinus*. Le gisement le plus intéressant est incontestablement celui de Saint-Côme-de-Fresné. Il montre le passage d'une vase d'estuaire à une vase lacustre. Il correspond à l'extension maximale d'une phase transgressive ; la zone de transition entre les deux faciès se situe à 1 m N.G.F., mais implique un niveau marin légèrement supérieur. A Ecalgrain, le dépôt affleure à 5 m N.G.F., mais "il s'agit d'un dépôt lacustre sans aucune influence marine ou saumâtre" (H. E l h a i 1963, p. 380).

Localité	Dingé	Saint-Côme-de-Fresné	Ecalgrain	Kerguillé
Analyse pollinique	M.T. Morzadec	R.G. West	H. Elhai	M.T. Morzadec
<i>Pinus</i>	97,7	98,0	89,5	96,0
<i>Betula</i>	1,8	+	2,5	1,2
<i>Picea</i>	+	+	-	1,6
<i>Quercus</i>	0,2	1,0	5,5	-
<i>Alnus</i>	-	1,0	2,5	1,6
<i>Carpinus</i>	0,2	-	-	0,4
<i>Corylus</i>	10,0	1,5	3,5	0,8
Altitude N.G.F.		1 m	5 m	4,5 m

+ Pollens présents dans la coupe

Tableau X. - Analyse pollinique de sédiments rapportés à l'Eemien : Dingé, Saint-Côme-de-Fresné, Ecalgrain, Kerguillé en Crozon.

Une boue organique datée de la fin de l'Eemien affleure également sur l'estran à Selsey, dans le Sud de l'Angleterre (R.G. West et B.W. Sparks, 1960). Mais dans aucun autre dépôt eemien de la côte de l'Angleterre (Ipswich, 4 m, Londres 0 m et Cambridge 10,5 m), l'influence marine n'est sensible (G.F. Mitchell, 1960, 1972 ; B.W. Sparks et R.G. West, 1972).

Il semble qu'à l'Eemien, le niveau de la mer s'est maintenu au-dessous de 5 m N.G.F. en Europe de l'W.

- Dans aucun dépôt weichselien (Port-Lazo + 6 m, Vildé-Bidon - 2 m) l'influence

marine n'est sensible. La persistance des Chénopodiacées et d'*Armeria maritima* à la fin du Weichselien inférieur à Port-Lazo laisse supposer que la mer s'est approchée du littoral actuel au cours de l'interstade de Brørup.

- Dans l'ensemble, les plages bas-normanniennes, entre 5 m N.G.F. et 0 m peuvent être considérées comme eemiennes ; dans cette catégorie entrent, en particulier, les plages qui affleurent à la base des coulées de solifluxion sur la côte septentrionale de la Bretagne. Mais ceci n'exclut pas que certaines plages anciennes, vers 4 - 5 m N.G.F., puissent appartenir à l'Holsteinien ; et je pense notamment à certaines formations de plages, à galets de quartz prédominants, du littoral sud de la Bretagne, près des estuaires du Blavet et de la Vilaine qui affleurent localement en continuité depuis 5 m jusqu'à plus de 10 m N.G.F. (S. G u i l l a u m e-B r u n o, 1972). Mais ces dépôts sont en relation avec des estuaires importants où les conditions de sédimentation, puis d'érosion au cours des phases régressives, sont différentes de celles réalisées devant une côte rocheuse. Entre 4 et 5 m, la distinction entre les deux derniers interglaciaires est souvent impossible en Bretagne.

4° - Discussion

Lorsque l'on tente d'établir une chronologie des dépôts littoraux quaternaires, il s'agit avant tout, de concilier les arguments de chacun et de faire en sorte qu'il n'y ait pas d'impossibilité majeure d'aucun point de vue.

1 - L'archéologie et des essais de datation radiocarbone conduisent aux mêmes conclusions que l'analyse pollinique (P.R. G i o t, 1963 ; P.R. G i o t et J.L. M o n n i e r, 1972a et b) en Bretagne septentrionale.

Si P.R. G i o t (1963) hésitait sur la position stratigraphique du niveau marin de 12 - 18 m (tout en manifestant une préférence pour un âge holsteinien, hypothèse I), il était déjà formel quant à l'attribution à l'Eemien des plages bas-normanniennes du littoral armoricain ; il rejetait également la possibilité d'un âge intra-weichselien. Les restes d'industrie du Paléolithique moyen que l'on trouve en maints endroits du littoral nord de la Bretagne, dans des sols fossiles, à la base des coulées de solifluxion ou directement au-dessus des plages anciennes, ne peuvent dépasser dans le temps la première moitié du Weichsel, datant ces plages plus vraisemblablement de l'Eemien. De récentes découvertes archéologiques et des datations radiocarbone, obtenues sur des charbons de bois particulièrement préservés des contaminations, viennent renforcer cette opinion (P.R. G i o t et J.L. M o n n i e r, 1972a et b). Entre autres le résultat de la mesure d'âge obtenu pour le site de Trébeurden (Côtes-du-Nord), Gif 1 312 $\geq$ 35 000 ans B.P., est particulièrement signi-

ficatif. Les charbons ont été prélevés dans l'arène solifluée recouvrant un ancien cordon de galets culminant à 6 m N.G.F., altitude correspondant à celle des niveaux bas-normanniens (il faut noter que l'altitude du sommet des cordons littoraux, qu'ils soient sableux ou formés de galets, peut dépasser le niveau des hautes mers).

G.F. M i t c h e l l (1960, 1972), en tenant compte également de données palynologiques, propose un schéma comparable pour les côtes de la mer d'Irlande. Dans un article récent, il modifie quelque peu l'opinion formulée en 1960, qui était aussi celle de N. S t e p h e n s et F.M. S y n g e (1966). En particulier il admet la possibilité d'un niveau marin eemien supérieur de quelques mètres à l'actuel.

2 - A. G u i l c h e r (1948, 1969) et H. E l h a i (1963) pensent que les niveaux haut- et bas-normanniens appartiennent à un même cycle sédimentaire car certains dépôts marins de 15 - 18 m (au-dessus des plus hautes mers) peuvent se présenter en continuité avec les dépôts bas-normanniens ; les hauts niveaux étant les plus anciens. Ils rattachent ce cycle à l'Eemien, considérant que les coulées de head qui recouvrent les plages de bas niveaux sont une évidence de la détérioration du climat au début du Weichselien. Mais cet argument ne peut être étendu aux plages de 15 - 18 m. Si parfois des dépôts de plages apparaissent entre ce qui est classiquement rapporté au bas-normannien et au haut-normannien, dans le Sud de la Bretagne (baie d'Audierne et Presqu'île de Quiberon par exemple, A. G u i l c h e r , 1969), ceux-ci ne descendent guère au-dessous de 7 m (N.G.F.). Ils peuvent appartenir à un cycle sédimentaire différent du cycle bas-normannien et dans ce cas à l'Holsteinien ; car, il est difficile d'admettre que la mer ait atteint l'altitude de 18 m à l'Eemien sans détruire les dépôts organiques holsteiniens relativement fréquents sur la côte atlantique européenne, alors que de nos jours nous les voyons s'effondrer et reculer avec rapidité. Il semble que depuis la mise en place de ces dépôts holsteiniens, la mer n'a guère dépassé la ligne de rivage flandrienne.

Cependant, A. G u i l c h e r (1969) rappelle que des datations obtenues par la méthode Th/U sur des plages anciennes du bassin méditerranéen, des îles du Pacifique ou de la côte de Floride, font apparaître l'existence de deux niveaux élevés, entre 200 000 et 120 000 B.P. et entre 90 000 et 75 000 B.P. Mais peut-on s'appuyer sur ces premières datations pour attribuer toutes les plages normanniennes bretonnes à l'Eemien ? Seules des datations très nombreuses dans diverses régions permettront d'établir avec exactitude les corrélations. L'état de décalcification des plages anciennes du Massif Armoricaïn nous laisse, hélas peu d'espoir.

3 - C'est sur des datations, radiocarbone cette fois, que s'appuient J.P. P i n o t (1966, 1968) et C. L a r s o n n e u r (1971) pour avancer

l'hypothèse d'un âge interstadiaire weichselien pour une partie des dépôts bas-normanniens de Normandie (C. L.) ou la totalité de ce même niveau en Bretagne septentrionale (J.P. P.) ; le haut-normannien étant rapporté à l'Eemien.

J.P. P i n o t distingue dans le Trégor, 3 niveaux bas-normanniens qu'il place dans trois interstades weichseliens. En se basant sur des datations d'échantillons normands, C. L a r s o n n e u r (1971) distingue dans le Normannien un niveau compris entre 0 et 5 m N.G.F. qu'il place dans un interstade vers 30 000 B.P. Les datations radiocarbone ont été obtenues sur des dépôts organiques, plus ou moins associés à des formations marines : Bernières, grès coquillier, Sa 200 = 23 000 $\pm$ 1 000 ans, Saint-Côme-de-Fresné, vase lacustre surmontant une vase d'estuaire, Gif 367 = 20 800 $\pm$ 1 500 ans, Ecalgrain, dépôt lacustre, stratigraphiquement au-dessus d'une plage ancienne, Gif 368 = 12 600 $\pm$ 400 ans, Herquemoulin, tourbe sur l'estran rocheux, Gif 370 = 15 020 $\pm$ 400 ans, Vauville, tourbe sur estran rocheux, Gif 369 = 21 940 $\pm$ 1 500 ans. En attribuant ces dépôts à un interstade weichselien, vers 30 000 années B.P., C. L a r s o n n e u r admet donc une contamination en carbone moderne de l'ordre de 5 % pour Saint-Côme, Bernières et Vauville et de 10 % environ pour Ecalgrain et Herquemoulin. Ces dépôts sont vraisemblablement du même âge et l'analyse pollinique le confirme pour un certain nombre (tableau X). Mais pourquoi limiter le degré éventuel de la contamination à 5 ou 10 %, elle peut être beaucoup plus importante. Déjà de nouveaux essais de datation donnent un âge plus ancien pour Ecalgrain, Birm 211 > 44 500 années.

N.A. M ö r n e r (1971) a montré que du point de vue purement glaciologique, l'hypothèse de niveaux élevés pendant le Weichsel (vers 30 000 B.P. en particulier) était à exclure. Selon lui, les dates suggérant un niveau marin élevé, entre 24 000 et 36 000 B.P. pourrait bien être plus anciennes, de l'Eemien ou de l'interstade de Brørup. Pour le Massif Armoricaïn, la typologie des industries et les datations radiocarbone de charbons de bois trouvés au-dessus des plages de bas niveau contredisent également cette hypothèse de hauts niveaux weichseliens ; et en Normandie, l'analyse pollinique daterait les dépôts de Saint-Côme-de-Fresné et d'Ecalgrain plutôt de la fin de l'Eemien.

4 - L'attribution par beaucoup d'auteurs, des dépôts haut -normanniens à l'interglaciaire eemien les conduit à considérer le niveau marin de 35 - 40 m, peu représenté dans le Massif Armoricaïn, comme Holsteinien (J.P. P i n o t, 1966 ; A. G u i l c h e r, 1969 ; B. H a l l é g o u ë t, 1971 ; C. L a r s o n n e u r, 1971). Ils rapportent en particulier à cet interglaciaire les dépôts les plus bas de la vallée du Guindy. L'analyse pollinique et la faune de Foraminifères a montré que les deux affleurements de la vallée du Guindy à 30 et 55 m d'altitude étaient dif-

ficilement dissociables. La végétation de ce dépôt d'estuaire ne peut en aucun cas être attribuée à l'interglaciaire holsteinien. Elle est différente par la présence de *Tsuga* et la faible représentation d'*Abies* de celle rencontrée à Trez-Rouz. La présence de pollens de *Tsuga* conduit par contre à proposer un âge Pleistocène inférieur. La faune de Foraminifères, si elle ne comprend aucun élément à affinité pliocène, peut cependant appartenir au sommet du Pleistocène inférieur.

Les arguments géomorphologiques invoqués contre cette interprétation sont essentiellement basés sur des rapports d'altitude et donc peu significatifs actuellement ; à propos du gisement de Pont-Roux en Quemperven, J.P. P i n o t (1966, p. 146) écrit "sans qu'on puisse en rapporter la preuve formelle, l'ensemble des données concernant ce gisement invitent à le dater du grand interglaciaire Mindel-Riss".

5 - En résumé, je pense qu'un accord pourrait aisément se faire sur un certain nombre de points :

- l'absence de niveaux marins supérieurs à l'actuel au Weichselien,
- la présence d'un niveau marin légèrement supérieur à l'actuel dans la seconde partie de l'interglaciaire eemien, rapporté en partie, sinon en totalité, au Bas-Normannien,
- l'extension de l'Holsteinien marin au-dessus de 6 m d'altitude,
- la présence de stationnements marins au Pleistocène inférieur, entre 60 et 30 m d'altitude.

Dans le Massif Armoricain, les relations du Haut-Normannien avec les autres formations pleistocènes sont peu nettes. Faut-il le rattacher à une phase transgressive d'une première phase de l'Eemien ou à l'Holsteinien ? Pour la période précédant la dernière glaciation, la coordination des résultats recueillis sur le continent et dans les carottes océaniques est particulièrement ardue. Selon que l'on envisage comme R.W. F a i r b r i d g e (1965) un Pleistocène long basé sur le système de M. M i l a n k o v i c h (1941), G. B a c s á k (1955), F. Z e u n e r (1959) pour le continent ou un Pleistocène court basé sur le système M. M i l a n k o v i c h, C. E m i l i a n i (1955), deux courbes eustatiques sont possibles (R.W. F a i r b r i d g e 1965, fig. 3, p. 669). Les plages anciennes datées par la méthode Th/U, entre 200 000 et 120 000 B.P. seraient eemiennes dans l'hypothèse d'un Pleistocène long (courbe A de R.W. F a i r b r i d g e) ou holsteinienne dans le second cas (courbe B). Les dates : 140 000 et 150 000 années, obtenues par la méthode K-Ar pour des sédiments de terrasses du Rhin, attribuées à l'Holsteinien (J. F r e c h e n et H.J. L i p p o l t, 1965) iraient plutôt dans le sens d'une chronologie courte du Pleistocène.

T R O I S I E M E P A R T I E

L E F L A N D R I E N L I T T O R A L E T S U B M E R G E

SOMMAIRE

I	-	ESTUAIRES ET VALLEES FLUVIATILES : le remblaiement fin-Boréal - Subatlantique des lits fluviatiles	74
A	-	La vallée de la Vilaine, Redon, Langon, Arzal	76
B	-	La rade de Brest	96
C	-	Autres estuaires : L'Aber-Ildut, Le Leguer, La Rance, la rade de Cherbourg	105
D	-	Résumé des résultats concernant les sédiments flandriens des rias bretonnes	116
II	-	MARAIS MARITIMES : le remblaiement fin-Boréal - Subatlantique du marais de Dol-de-Bretagne	119
A	-	Les vallons occidentaux du marais de Dol : Le Biez Jean et Molène	122
B	-	Le marais de Châteauneuf - Saint-Coulban	125
C	-	Le marais blanc près du Mont-Dol	128
D	-	Conclusion	136
III	-	ESTRANS ET DUNES LITTORALES : les tourbières post-atlantiques de la côte nord du Finistère	143
A	-	La côte occidentale du plateau du Léon	145
B	-	La côte septentrionale du plateau du Léon	155
C	-	Conclusion	173
IV	-	CONCLUSION A L'ETUDE DES DEPOTS ORGANIQUES FLANDRIENS	179
A	-	Biostratigraphie du Flandrien	179
B	-	Evolution de la transgression flandrienne	182

Le terme de Flandrien est utilisé ici, au même titre que ceux qui définissent les interglaciaires précédents, pour caractériser une période interglaciaire, celle qui suit la glaciation de Weichsel. Suivant les conventions adoptées par C. Turner et R.G. West (1968), il n'englobe pas le Tardiglaciaire weichselien. Il est donc

Périodes climatiques de A. Blytt, R. Sernander	Zonation pollinique de H. Godwin	Civilisation	Dates
SUBATLANTIQUE	Zone VIII	Gallo-Romain	2 000
		Age du Fer	
SUBOREAL	Zone VIIb	Age du Bronze	3 000
		Néolithique	4 000
ATLANTIQUE	Zone VIIa	Epipaléolithique	5 000
			6 000
BOREAL	Zone VIa, b, c Zone V		7 000
	8 000		
PREBOREAL	Zone IV		9 000
DRYAS récent	Zone III		10 000
ALLERØD	Zone II		11 000
DRYAS ancien	Zone I		12 000

Tableau XI. - Corrélations entre les zones polliniques et les civilisations préhistoriques en Armorique.

l'équivalent d'Holocène, dans le sens généralement accordé à ce terme en Europe du NW, et lui est préférable pour des raisons de simplification et d'homogénéité de la nomenclature stratigraphique du Quaternaire. Il ne m'a pas paru nécessaire, ni même possible, d'utiliser la subdivision de cet étage en assise d'Ostende, Calais et Dunkerque proposée par G. D u b o i s (1924) ; subdivisions en grande partie basées sur la faune malacologique. L'analyse pollinique étant à la base de cette étude stratigraphique du Flandrien, la terminologie de A. B l y t t et R. S e r n a n d e r a été employée en liaison (tableau XI) avec la zonation pollinique de H. G o d w i n et les civilisations préhistoriques et protohistoriques en Armorique (d'après les travaux de J. B r i a r d, P.R. G i o t, P.L. G o u l e t q u e r, J. L 'H e l - g o u a c h, C.T. L e R o u x).

Au cours de chaque période glaciaire, le recul du niveau de base a entraîné un creusement important des vallées bretonnes tandis que sous le climat périglaciaire les versants étaient empâtés par des coulées de solifluxion. La morphologie côtière actuelle est le résultat de l'envasement par la transgression flandrienne du paysage périglaciaire weichselien qui n'est que la pénultième phase d'une longue histoire quaternaire.

Les étapes de la progression de la transgression flandrienne peuvent être suivies depuis le fond des vallées submergées jusqu'aux marais littoraux temporairement envahis par la mer, en passant par les rias et les estrans actuels ; principales formes de morphologie littorale que les 1 000 km de côte du Massif Armoricaïn peuvent présenter.

I - ESTUAIRES ET VALLEES FLUVIATILES : le remblaiement fin-Boréal - Subatlantique des lits fluviatiles

Aux glaciations quaternaires correspondent des régressions eustatiques importantes. La plupart des auteurs admettent, au cours du Pleistocène, deux grandes régressions au-dessous de 100 m pendant le Saalien et pendant le Weichselien. Le long des côtes bretonnes, les études océanographiques (G. Boillot, 1964 ; J.R. Vannoy, 1964 ; J.P. Pinot, 1966 ; F. Hinschberger et J.P. Corlay, 1967 ; A. Guilhaud, 1967) ont mis en évidence sur le plateau continental, la présence de sédiments grossiers qui sont le remaniement de dépôts glaciaires de solifluxion, de vallées submergées présentant les mêmes caractères que les vallées subaériennes et d'anciens rivages avec parfois falaise et tombolo conservés.

Aucun carottage n'a été effectué dans les vallées submergées, hors des estuaires, sur le plateau continental en Atlantique ou en Manche occidentale. Par contre en Manche orientale et centrale, des sédiments riches en matière organique et des sables fins ont été prélevés lors de la campagne réalisée par le groupe Noroïs, contrat C.N.E.X.O. 1969. Ces sondages en Manche apportent des renseignements très précieux sur la composition de la végétation au Tardiglaciaire et au début du Postglaciaire (M.T. Morzadec-Kerfourn et G. Délibrias, 1972).

Pendant le Tardiglaciaire, les sédiments riches en matière organique se déposaient dans des dépressions marécageuses. Ces dépôts sont recouverts par un sédiment d'origine fluviale qui s'est mis en place pendant le Préboréal et le Boréal ; apport fluviale qui est la conséquence directe du réchauffement climatique et de la progression de la transgression flandrienne. La coupure entre le Tardiglaciaire et le Postglaciaire ne se marque donc pas seulement dans la végétation par le recul des conditions steppiques au début du Préboréal, mais aussi par une modification importante de la sédimentation.

Les sédiments flandriens, conservés dans les paléovallées, étant d'origine lacustre, n'apportent pas de renseignements précis sur la position de la mer au moment de leur dépôt. Tout au plus, le sommet des formations lacustres flandriennes peut dater approximativement l'arrivée de la transgression ; s'il n'y a pas eu d'érosion importante au moment de cette arrivée. L'étude de ces sédiments montre qu'avant la fin de la période boréale de H. Godwin, vers 8 250 B.P., le niveau de la mer avait atteint l'altitude de - 32 m. Ce résultat est confirmé par les nombreuses études sur les variations du niveau marin après le Weichselien ; vers - 8 000 années B.P., la mer avait largement dépassé la côte - 30 m (R.W. Fairbridge, 1961 ; F.P. Shepard, 1963 ; N.A. Möller, 1969 ...).

Le Massif Armoricaïn possède un grand nombre de vallées fluviales ennoyées. Dans ces rias, la marée remonte sur plusieurs dizaines de kilomètres à l'intérieur: 86 km pour la Vilaine. Les rias sont donc particulièrement favorables à une étude des conditions de remontée de la mer après le Boréal. Leur colmatage est généralement sableux ou vaseux et les possibilités de datation des sédiments sont limitées.

J'ai étudié un certain nombre d'échantillons prélevés dans des carottages faits dans les estuaires ou les rias actuelles du Massif Armoricaïn. L'intérêt de ces sondages est double ; ils fournissent des documents permettant de suivre la progression de la transgression flandrienne et des renseignements sur la composition de la végétation au début de l'Holocène.

A - LA VALLEE DE LA VILAINE

Jusqu'à son confluent avec l'Ille à Rennes, la Vilaine coule d'E en W, parallèlement aux directions structurales du Massif Armoricain. Au-delà, elle prend la direction NNE-SSW de son affluent l'Ille et recoupe alors transversalement les unités structurales du socle, taillant en cluse les roches dures et s'étalant en val dans les roches plus tendres. La localisation des dépôts tertiaires tant Paléogènes que Néogènes dans le bassin fluvial de la Vilaine (S. D u r a n d, 1960) montre l'ancienneté de cet axe de pénétration NNE-SSW à travers la péninsule bretonne.

Après avoir franchi en cluse au N de Langon les grès ordoviciens du flanc N du synclinal Pointe du Raz - Malestroit - Angers, la basse Vilaine, sur près de 55 km, coule dans un val établi grâce à la présence de formations schisteuses plus tendres. Elle s'engage ensuite dans une gorge après Béganne, dans les formations métamorphiques de l'Anticlinal de Cornouaille. Au-delà de l'estuaire actuel, le thalweg s'élargit de nouveau jusqu'à un haut fond granitique que la vallée sous-marine de la Vilaine coupe en cluse et dont font partie les îles d'Houat et Hoedic.

Ce tracé de la vallée submergée a été reconnu lors d'une prospection sismique au large du Massif Armoricain méridional (R. H o r n, J.R. V a n n e y, G. B o i l l o t et L. L e c l a i r e, 1966).

L'influence de la marée était, avant l'aménagement du fleuve, sensible au-delà de Langon à 86 km de l'embouchure.

Dans cette zone, la vase se trouve sensiblement à la même altitude (A. G u i l c h e r, 1948). La sédimentation post-glaciaire dans la basse vallée de la Vilaine a donc été largement influencée par le rythme de la progression de la mer.

Des sondages effectués à Langon, Redon, Arzal (fig. 26), à la demande du Génie rural pour l'étude de l'aménagement de cette région, par la Société Béarnaise, permettent de reconnaître la forme du thalweg rocheux et d'étudier la sédimentation flandrienne de la basse Vilaine. Des résultats partiels ont déjà été publiés (S. D u r a n d, M.T.

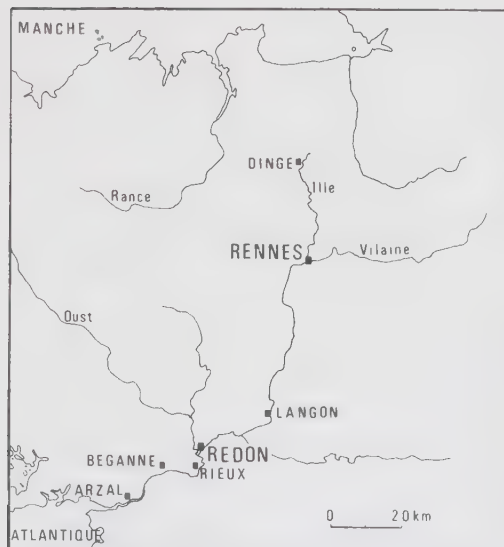


Fig. 26. - Le bassin fluvial de la Vilaine.

Kerfourn, 1963 ; M.T. Kerfourn, 1965 ; M.T. Morzadec-Kerfourn, 1966).

J'ai choisi de présenter les résultats de l'étude de ces sondages dans l'ordre suivant : Redon, Langon, Arzal. En effet, c'est dans le val que la sédimentation présente le maximum de régularité. Près de l'embouchure à Arzal, dans la gorge creusée par la Vilaine, dans les roches métamorphiques, les courants de marée ont pu à diverses périodes perturber la sédimentation.

- LA VALLEE DE LA VILAINE AUX ENVIRONS DE REDON (Ille-et-Vilaine)

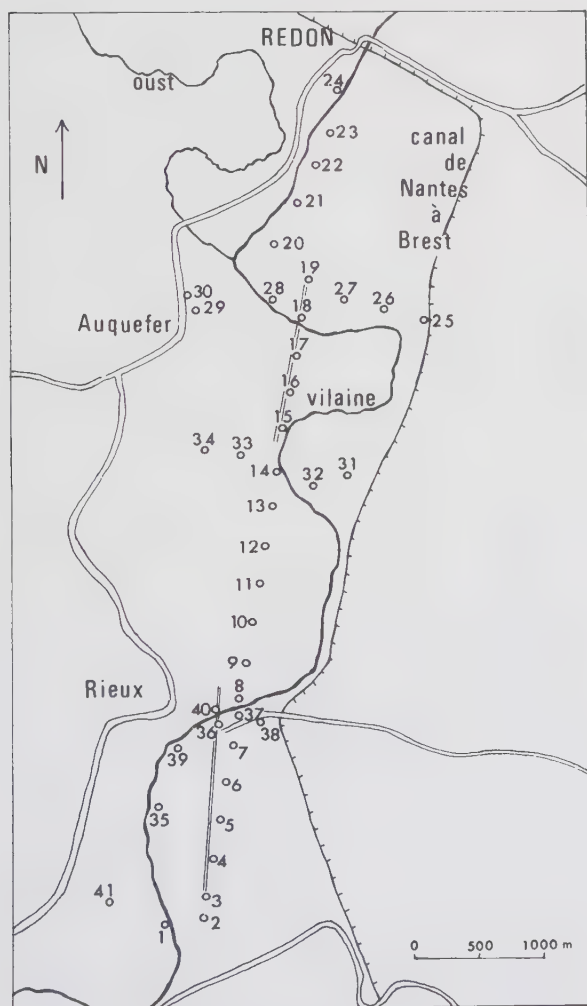
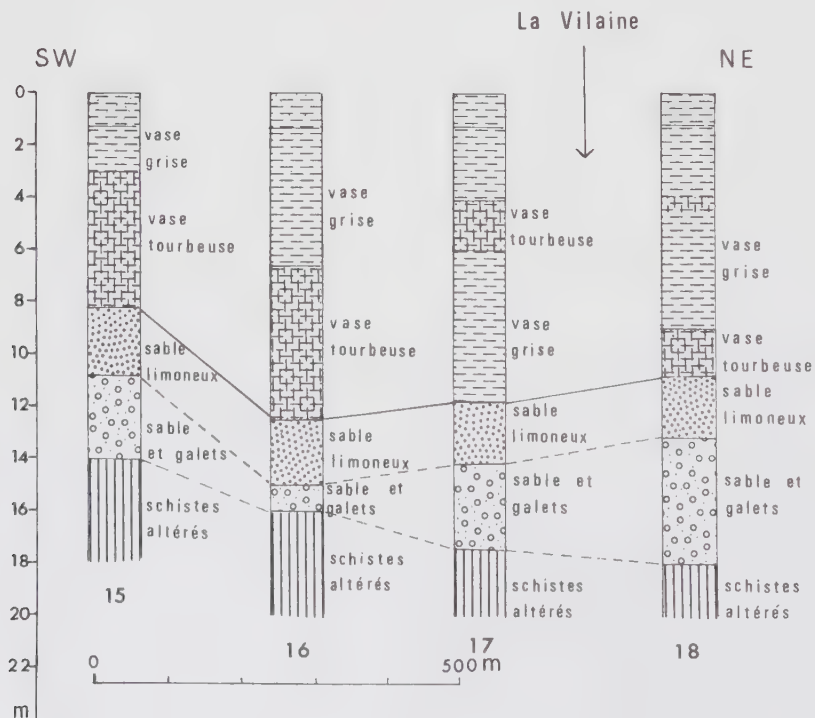
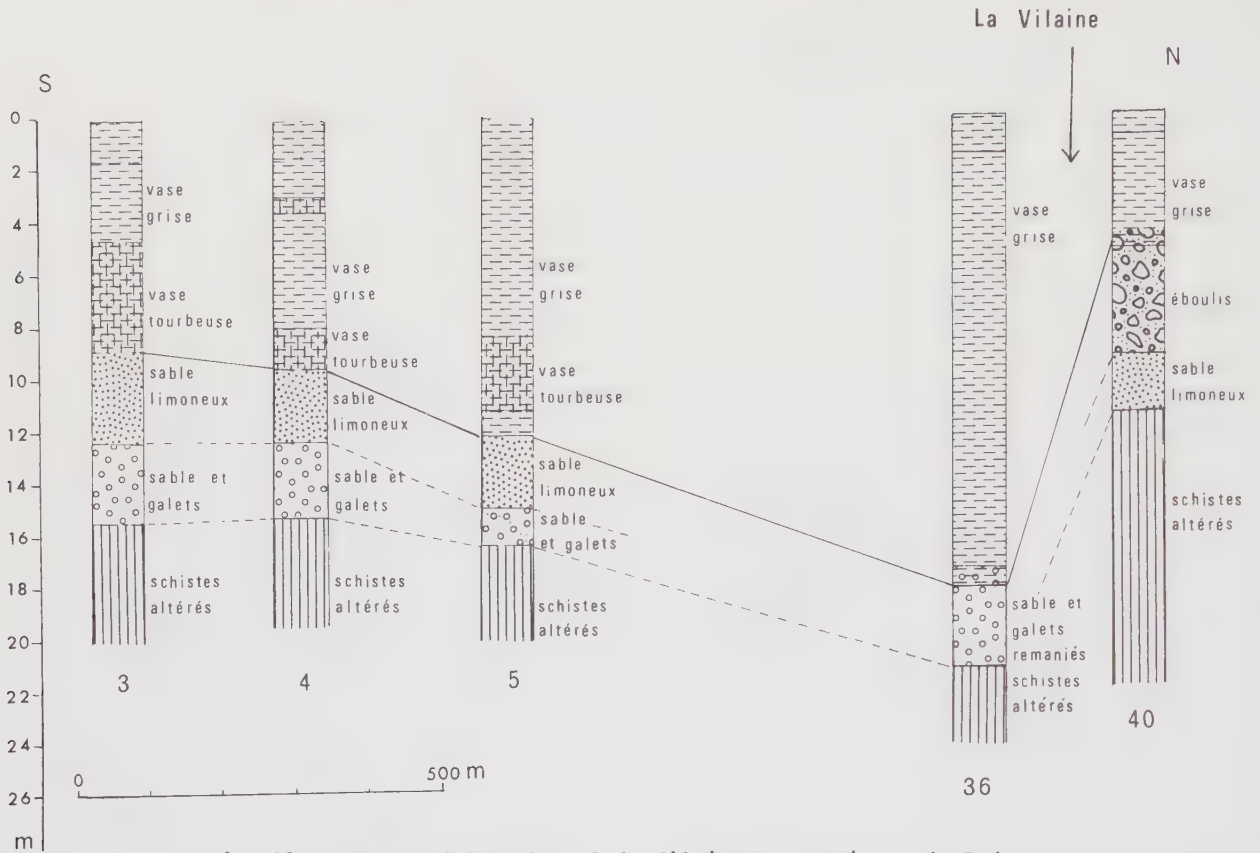


Fig. 27. - Localisation des sondages effectués aux environs de Redon.

L'importance du creusement de la vallée de la Vilaine lors de la régression würmienne est connu depuis longtemps (Ch. Pussenot, 1919 ; Y. Milon, 1937). La campagne de sondages exécutés en 1961, en aval de Redon (fig. 27), montre que le fond du val est relativement plat ; il a été atteint en moyenne à 17 m de profondeur. L'ancien réseau hydrographique n'a pas entaillé cette surface au-delà de 21 m.

1° - Lithologie du remblaiement quaternaire du val de Vilaine.

Au-dessus du socle très souvent altéré, reposent des galets peu roulés, mêlés vers la base à des graviers et des sables grossiers, témoins d'un remblaiement anté-weichselien (fig. 28 et 29). Cette formation est recouverte par des sables limoneux. Ces dépôts n'existent pas dans l'ancien chenal de la Vilaine où ils ont été remaniés (sondage 36). La sédimentation flandrienne débute dans les chenaux par quelques mètres de sables et de graviers et se poursuit par des vases dépourvues de



calcaire. Sur les hauts fonds, à partir de 8 m de profondeur, la vase grise présente des niveaux tourbeux. La tourbe repose soit directement sur le limon jaune, soit sur quelques mètres de vases grises. Le choix des sondages pour l'analyse pollinique, à partir de laquelle pourra être établie la chronostratigraphie des sédiments du val de Vilaine, est fonction de ces trois aspects de la sédimentation flandrienne.

- Le sondage 36, implanté près du lit actuel de la Vilaine, a traversé le maximum de vase grise (fig. 28). Le socle a été atteint à 21 m de profondeur.

- Le sondage 3 a atteint un haut fond de galets et de limon et, de ce fait, n'a traversé que 9 m de sédiments flandriens (fig. 28).

- Le sondage 17 a été effectué dans un méandre actuel de la Vilaine. Le socle primaire a été atteint à 17,35 m de profondeur. L'intérêt de ce sondage est la présence d'une lentille tourbeuse interstratifiée dans les vases grises (fig. 29).

2° - Evolution de la végétation au Flandrien dans le val de Vilaine

a - Zonation pollinique

Le diagramme pollinique du sondage 36 (fig. 30) fait apparaître à partir de la base l'établissement progressif de la forêt thermophile et l'augmentation du taux des pollens d'Herbacées. Cette évolution de la végétation permet d'établir la zonation suivante dans ce sondage.

BOREAL

- zone *V Ib* de H. G o d w i n, de 20,50 m à 17,50 m de profondeur.

Le taux des pollens d'arbres et d'arbustes est très élevé ; souvent plus de 90 % du total des pollens.

Corylus, *Quercus* et *Pinus* dominent la végétation arbustive. A la base ces deux dernières essences ont une égale représentation. La fréquence des pollens de *Corylus* tout en restant très élevée n'est pas constante ; à 18 m de profondeur, elle présente une très forte pointe, plus de 200 % du total des pollens d'arbres. *Betula* est présent d'une manière continue avec des pourcentages voisins de 10. Les pollens d'*Ulmus* sont rares.

L'abondance des pollens de *Pinus* et *Corylus* indique un âge boréal. La faible représentation de *Betula* et celle par contre très élevée de *Quercus*, l'absence de *Tilia* et *Alnus*, permettent de situer ce dépôt grossier au sommet de la période boréale dans la zone *V Ib*.

- zone *V Ic* de H. G o d w i n, de 17,50 m à 14 m de profondeur.

A partir de 17,50 m, le taux des pollens d'arbres et d'arbustes est moins

élevé ; il est en moyenne de 70 %.

La Chênaie se développe aux dépens de *Pinus* et *Betula*. La courbe de représentation d'*Ulmus* est continue et *Tilia* est présent au sommet de la zone. *Alnus* apparaît avec de faibles pourcentages tandis que *Corylus* tend à régresser.

ATLANTIQUE

- zone VIIa de H. G o d w i n, de 14 m à 10,50 m de profondeur.

Au-dessus de 14 m de profondeur, l'aspect de la végétation arbustive est profondément modifié. *Alnus* se développe tandis que *Pinus* et *Corylus* régressent. La Chênaie demeure bien représentée. *Tilia* est présent à tous les niveaux, par contre le pourcentage des pollens d'*Ulmus* est plus faible.

Cette évolution de la végétation arbustive traduit l'amélioration climatique et l'augmentation de l'humidité atmosphérique qui caractérisent la période atlantique, zone VIIa.

SUBBOREAL

- zone VIIb de H. G o d w i n, de 10,50 m à 9 m de profondeur.

La végétation arbustive évolue peu et reste très proche de celle contenue dans la zone précédente. Cependant, *Pinus*, *Quercus* et *Tilia* diminuent d'importance au profit d'*Alnus*. *Acer* et *Fraxinus* ont une courbe de représentation à peu près continue. *Fagus* est présent à partir de 9,70 m avec des pourcentages variant de 1 à 2.

SUBATLANTIQUE

- zone VIII de H. G o d w i n, de 9 m à 1,50 m de profondeur.

Dès 9 m, *Alnus* régresse, *Tilia* ne se rencontre que sporadiquement tandis que *Pinus* et *Quercus* reprennent de l'importance. *Fagus*, présent au sommet de la zone précédente, atteint un pourcentage voisin de 5. Les premiers pollens de *Carpinus* apparaissent à 8,50 m, mais les pourcentages ne sont jamais très élevés.

Dans le diagramme pollinique établi à partir du sondage 36, toutes les zones polliniques, depuis la fin du Boréal (zone VIb) sont représentées. Mais, il est possible que tous les sédiments déposés pendant ces périodes ne soient pas conservés ; la possibilité d'une érosion temporaire dans le chenal de la Vilaine n'étant pas à exclure. Il faut noter en particulier la faible épaisseur de sédiment attribuable à la période subboréale. Actuellement, cette succession flandrienne est la plus complète du Massif Armoricaïn. Elle peut être considérée comme une coupe chronostratigraphique de référence. Il est donc utile de préciser quelques points de la zonation.

b - La limite Atlantique - Subboréal, VIIa - VIIb

Les modifications de la végétation au Subboréal par rapport à l'Atlantique sont très minimes dans le val de Vilaine. La limite entre les zones VIIa et VIIb

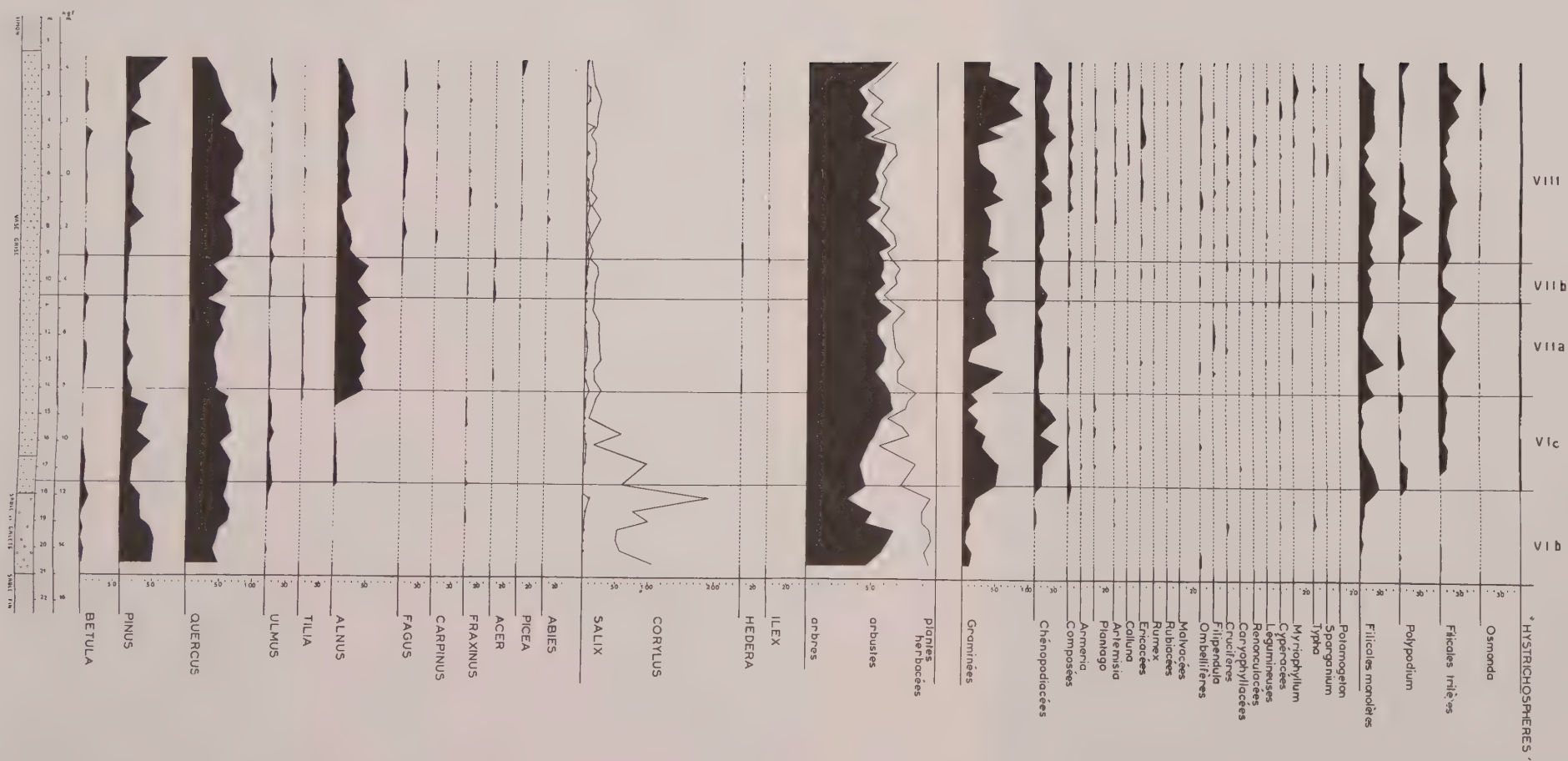


Fig. 30. - Redon : diagramme pollinique du sondage 36.

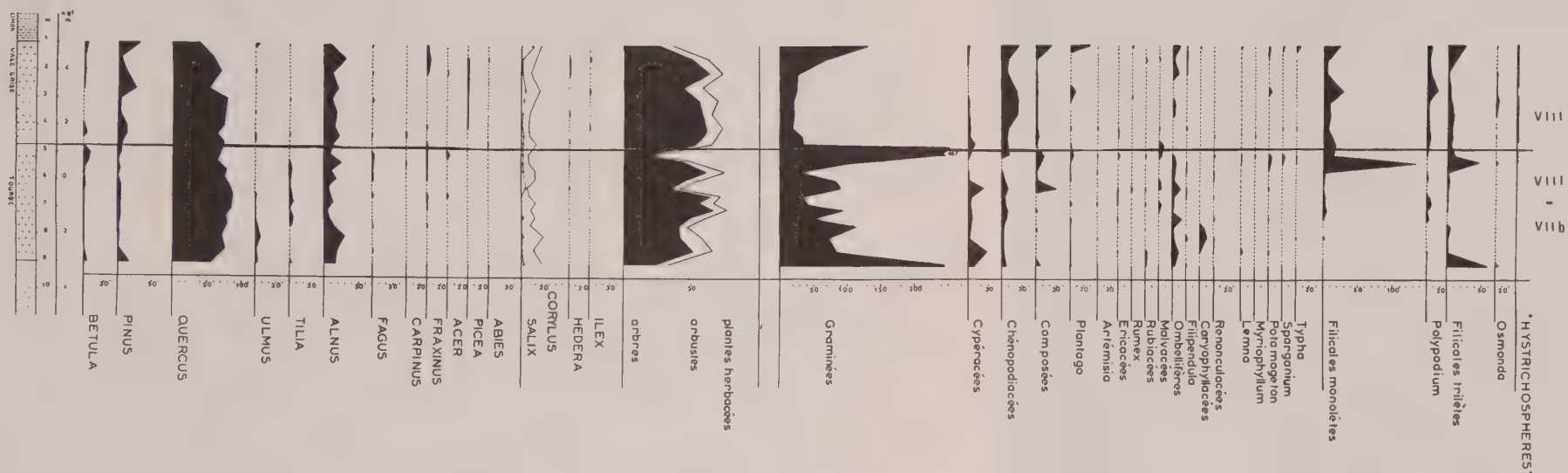


Fig. 31. - Redon : diagramme pollinique du sondage 3.

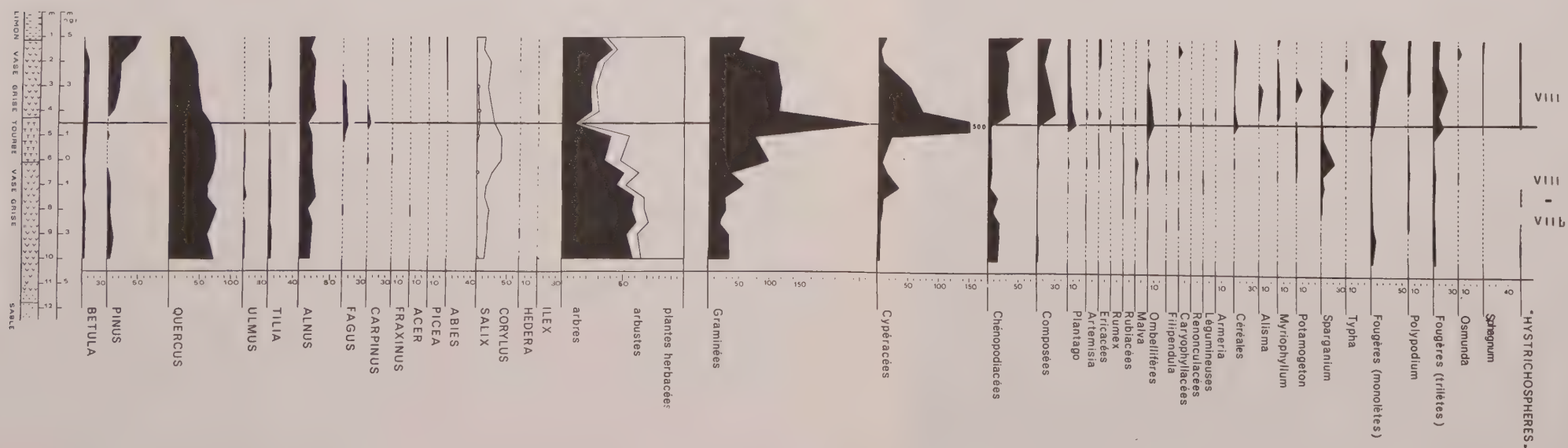


Fig. 32. - Redon : diagramme pollinique du sondage 17.

est surtout caractérisée par le déclin d'*Ulmus*. De nombreuses explications ont été données à cette baisse du nombre des pollens d'*Ulmus* ; le climat, l'activité humaine, l'écologie ont été successivement invoqués. Néanmoins, quelque'en soit la cause, ce déclin d'*Ulmus* apparaît dans la majorité des diagrammes polliniques holocènes du Nord de l'Europe et constitue un excellent repère stratigraphique sinon chronologique ; les datations radiocarbone obtenues pour ce phénomène variant en effet de 5 500 à 5 000 avant le présent. Dans la région de Redon, ce critère ne peut être utilisé du fait de la faible représentation de cette essence. Il semble que le déclin de la Chênaie, l'apparition de *Fagus* en faibles pourcentages, puissent caractériser la période subboréale dans cette région.

c - La limite Subboréal - Subatlantique, VIIb - VIII

Dans les diagrammes polliniques des sondages 3 et 17 (fig. 31-32), la représentation d'*Alnus*, de *Quercus* ne permet pas d'établir de coupure en se basant sur ces deux seules essences arbustives. On est tenté, étant donné l'importance de *Quercus* et la présence de *Fagus* d'attribuer au Subatlantique l'ensemble des niveaux de vase et de tourbe.

Cependant, au-dessus de 5 m de profondeur, dès la base de la vase supérieure, des changements interviennent dans le comportement d'essences plus faiblement représentées dans la pluie pollinique ; ainsi *Tilia* et *Ulmus* régressent tandis que *Fagus* se développe.

La diminution de la fréquence des pollens de *Tilia* est utilisée pour définir la limite entre les zones VIIb et VIII de H. G o d w i n en Angleterre.

Le diagramme pollinique du sondage 36 montre que le déclin de *Tilia* s'amorce dès le début du Subboréal et se termine au début du Subatlantique après la régression d'*Alnus*. A la fin de cette période, *Tilia* n'est pratiquement plus représenté dans la pluie pollinique.

Le diagramme pollinique du sondage 17 montre entre 10 et 5 m de profondeur, jusqu'au sommet de la tourbe, une courbe continue de représentation des pollens de *Tilia* associée à de faibles pourcentages de pollens d'*Alnus*. Ce n'est qu'après la chute définitive de *Tilia* que *Fagus* se développe, caractérisant nettement la végétation subatlantique. Une datation absolue obtenue sur un échantillon tourbeux vers 5 m de profondeur justifie cette zonation : Gif. 2 190 = 3 600 $\pm$ 105 ans.

Entre le Subboréal et le Subatlantique bien caractérisés, il existe une période de transition au cours de laquelle, *Alnus* régresse et *Tilia* disparaît ; ceci plus ou moins simultanément selon les stations. La position chronologique de la limite VIIb - VIII varie donc dans une même région, en fonction du critère utilisé pour

l'établir. En Bretagne, *Tilia* est en général assez faiblement représenté, en particulier le long du littoral, et l'on considère le développement de la Chênaie aux dépens d'*Alnus* comme caractéristique du passage au Subatlantique.

d - La représentation de *Pinus*

Dans le diagramme pollinique du sondage 36, *Pinus* est présent d'une manière continue et avec des pourcentages relativement importants. Une telle représentation de *Pinus* en particulier au Subboréal et au début du Subatlantique est exceptionnelle dans le Massif Armoricaïn et n'a jamais été observée dans les tourbes plus continentales des Montagnes Noires ou des Montagnes d'Arrée (W. V a n Z e i s t, 1964). La surreprésentation de *Pinus* dans les dépôts littoraux notamment d'estuaire est un phénomène bien connu. La cause est à rechercher dans les conditions de sédimentation qui favorisent les pollens anémophiles et non dans un peuplement plus dense de *Pinus* sur le littoral comme le pense N. P l a n c h a i s (1971, p. 42). Le comportement de *Pinus* dans le diagramme pollinique du sondage 17 en est une belle démonstration. *Pinus* est en effet absent dans le niveau tourbeux alors qu'il existe dans la vase inférieure avec des pourcentages de l'ordre de 10 et qu'il est de nouveau très abondant dans la vase supérieure. Il est pour toutes les périodes délicat d'évaluer l'importance du peuplement de *Pinus* à partir des données de l'analyse pollinique.

3° - Evolution des conditions de sédimentation dans le val de Vilaine

Au début du Flandrien, la Vilaine empruntait les chenaux weichseliens et remaniait les sables et les galets.

Au cours de la période boréale, des modifications importantes se sont produites dans la sédimentation entre Redon et Béganne. Vers le milieu du Boréal, de la vase grise s'est infiltrée dans les dépôts grossiers (sondage 36). La végétation herbacée, reflète le milieu lacustre environnant, essentiellement représentée par des pollens de Graminées et des Spores de Fougères. Puis le matériel déposé devient de plus en plus fin et nettement vaseux à 17,50 m. Dans ces vases les Diatomées centriques marines : *Melosira*, *Coscinodiscus*, *Actinoptychus*, dominant. Les kystes de Dinoflagellés apparus brusquement sont nombreux et atteignent 46 % du contenu palynologique (Pollens + Spores + Hystrichosphères) (fig. 33). A 14,50 m, *Lingulodinium machaerophorum* représente 98 % des kystes conservés. L'apparition de ce faciès vaseux à "Hystrichosphères" coïncide avec une augmentation du taux des pollens d'Herbacées en particulier des Graminées, des Chénopodiacées (60 % du nombre des pollens de plantes herbacées), des Composées. *Plantago coronopus* et *Armeria maritima* sont présents. La plupart des pollens de plantes herbacées conservés dans cette zone sont ceux de

plantes halophiles. Cette végétation témoigne de la présence de marais saumâtres ; dès le début de la zone VIc la marée remontait la Vilaine, permettant le développement d'un plancton à affinité marine et l'établissement d'une végétation halophile.

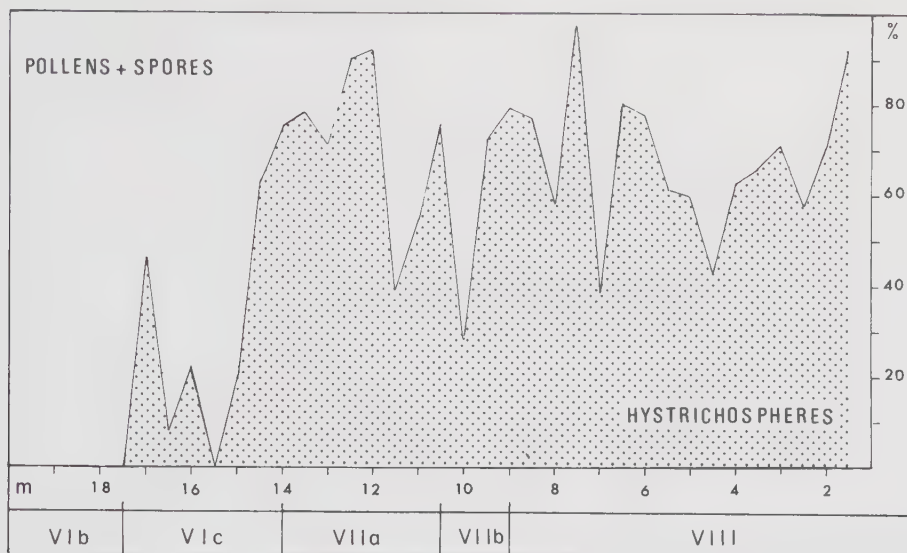


Fig. 33. - Représentation des Hystrichosphères, des pollens et spores dans les sédiments du sondage 36.

Dans les chenaux, les Chénopodiacées et les Composées liées aux marais saumâtres demeurent jusqu'au Subatlantique les éléments dominants de la végétation herbacée. L'apport planctonique marin, sous forme de kystes de Dinoflagellés est toujours très important, avec toutefois trois périodes optimales : au début de l'Atlantique, à la transition Subboréal - Subatlantique et au cours du Subatlantique. Comme dans les sédiments du schorre de Moustierlin en Fouesnant (Finistère) la représentation des Dinoflagellés est largement dominée par l'association *Lingulodinium machaerophorum* - *Hystrichosphaera bentori*. Cependant, dans le marais de Redon, à salinité plus faible, *Lingulodinium machaerophorum* est l'élément le plus important de cette association ; sa fréquence est en moyenne de 80 % du total des kystes conservés. Les formes *Hystrichosphaera redonensis* (M o r z a d e c - K e r f o u r n) et *Hystrichosphaera ? tripodes* (M o r z a d e c - K e r f o u r n) ont été décrites pour la première fois dans les vases du sondage 36 (M.T. M o r z a d e c - K e r f o u r n, 1965). *H. ? tripodes* est présent dans tout le Quaternaire ; il a été rencontré dans le Flandrien récent de la lagune de Moustierlin à Fouesnant et dans le Pleistocène inférieur de Ludham, Grande-Bretagne (D. W a l l, 1968).

La sédimentation vaseuse dans les chenaux a atteint l'altitude des versants tardi-weichseliens au cours de la période subboréale. A cette époque le val de Vilaine

se présente comme une zone très plate, largement envahie par la marée. Cette montée de la nappe phréatique a provoqué la formation de marais, en général localisés sur les anciens hauts-fonds. Au début de leur formation les marécages situés au voisinage

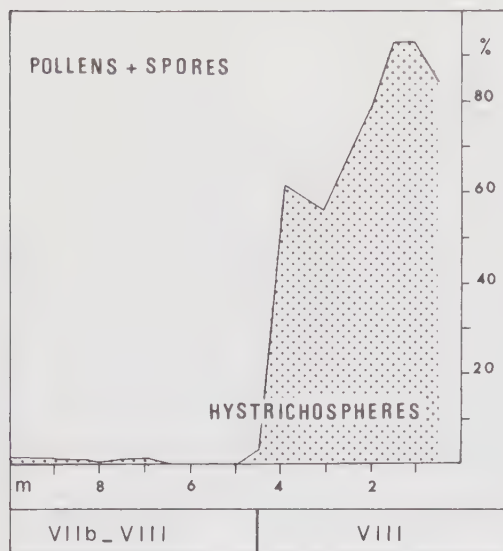


Fig. 34. - Représentation des Hystrichosphères, des pollens et spores dans les sédiments du sondage 17.

des chenaux étaient fréquemment envahis par la marée. Dans le sondage 17, les variations de la composition de la végétation herbacée reflètent les variations de la nature des sédiments déposés et traduisent l'évolution de la salinité du milieu de dépôt. Entre 10 et 6 m de profondeur, dans la vase grise inférieure, les "hystrichosphères" représentent en moyenne 5 % du contenu palynologique (fig. 34) et les pollens de Chénopodiacées 30 % du nombre des pollens de plantes herbacées ; ce qui indique une influence marine assez sensible. Dans le niveau tourbeux, entre 6 et 4,5 m, les "hystrichosphères" sont absents, le taux des pollens de Chénopodiacées descend

au-dessous de 3 % ; la végétation herbacée est dominée par les Graminées et les Cypéracées. L'établissement du marais lacustre vers 3 600 B.P., correspond à une diminution de l'influence de la marée sur la sédimentation dans le val de Vilaine. Le sondage 3, plus éloigné du chenal de la Vilaine, présente un niveau tourbeux plus important directement au-dessus des sables limoneux antéflandriens. La vase tourbeuse est jusqu'à 5,3 m de profondeur très riche en Diatomées pennées et dépourvues d'"hystrichosphères". L'association des pollens de plantes herbacées indique la présence d'un marécage d'eau douce, dans une région soumise aux influences marines, comme le montre sa comparaison avec le relevé de P. Dupont (1955) sur la végétation actuelle des marais de la Vilaine maritime. Le marécage était bordé de Phragmites : la pointe de 450 % dans la courbe des Graminées doit correspondre pour une grande part aux pollens de cette plante. En arrière des roseaux, vers le centre du marécage, existait une zone où poussaient des Cypéracées, des Caryophyllacées, des Renonculacées, des Composées. Le centre était occupé par des espèces palustres, certaines Ombellifères, *Typha*, *Sparganium*, *Alisma*. A la fin du Subboréal, aux grandes marées, la mer devait envahir le marécage car quelques "hystrichosphères" apparaissent à partir de 5,50 m dans le dépôt tourbeux.

Au cours de la période de transition Subboréal - Subatlantique, l'influence

marine est très nette dans le val de Vilaine. Dans les chenaux l'apport planctonique marin est plus important (sondage 36) et les marécages de la fin du Subboréal sont inondés et recouverts par de la vase grise saumâtre, riche en "Hystrichosphères" et en Diatomées centriques (sondages 3 et 17). Les Chénopodiacées et les Composées, liées au marais saumâtres, se développent tandis que les plantes de marais lacustres : Ombellifères, Renonculacées, Graminées et Cypéracées, régressent ou disparaissent.

La présence d'une importante phase lacustre à la fin du Subboréal, vers 3 600 avant l'actuel, dans la vallée de la Vilaine, peut s'expliquer par une relative stabilité du niveau marin, d'autant plus qu'elle correspond à une sédimentation très réduite dans le chenal de la Vilaine. L'apparition d'une sédimentation vaseuse saumâtre sur l'ensemble du val témoigne d'une oscillation positive majeure au début du Subatlantique.

4° - Influence de l'homme sur la végétation du val de Vilaine

En toute région, à partir du Subboréal, la végétation est largement influencée par l'activité humaine. La déforestation, l'établissement des cultures entraînent la formation d'un nouvel équilibre dans la flore. Dans les marais de la Vilaine, les conditions de sédimentation empêchent l'observation nette de ce phénomène. Ce sont les pollens de plantes halophiles qui dominent dans les vases et ceux des plantes herbacées continentales n'arrivent que secondairement. Il est possible cependant d'observer dès le début du Subatlantique une augmentation générale des Herbacées, en particulier des Rudérales : *Artemisia*, *Calluna*, *Plantago* ainsi que l'apparition des Céréales.

Près de la surface le développement de *Pinus* est la conséquence de l'activité humaine. Il en est de même pour *Abies* et *Picea* ; les résineux se développant particulièrement bien sur les crêtes gréseuses qui entourent le marais de Redon.

Salix est l'essence arbustive dominante actuellement dans le marais de Redon. Son introduction au cours du Subatlantique, à une époque relativement récente, a été favorisée par l'abaissement de l'eau dans le marais.

- LA VALLEE DE LA VILAINE EN AMONT ET EN AVAL DE REDON

1° - LANGON (Ille-et-Vilaine)

Langon est situé à l'entrée du val, en amont de Redon ; la Vilaine coule entre Langon et Redon sensiblement à la même altitude. Le thalweg quaternaire bien qu'établi dans des formations oligocènes marno-calcaires et pliocènes argileuses (J. E s t é o u l e - C h o u x, 1970) est peu encaissé : l'épaisseur des sédiments

LANGON (ille et vilaine). Sondage 8

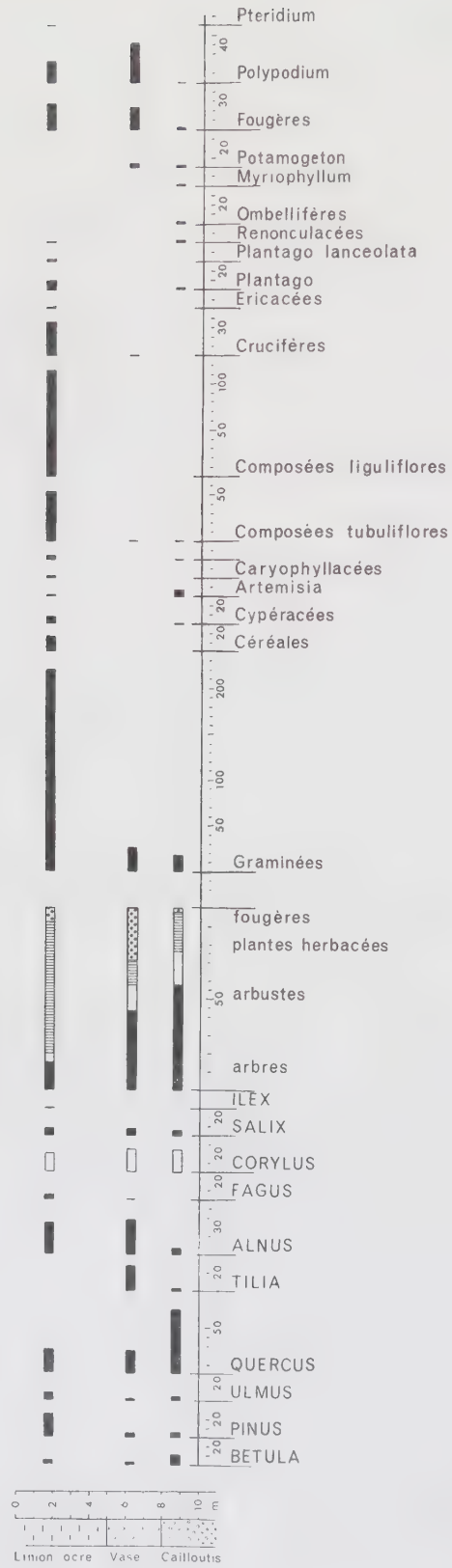


Fig. 36. - Langon : diagramme pollinique du sondage 8.



Fig. 35. - Localisation des sondages effectués près de Langon.

quaternaires est en moyenne de 8 m. La succession est identique à celle du val de Vilaine : sables et cailloutis mêlés d'argile, vase grise, limon. La couche supérieure de limon est beaucoup plus importante à Langon et atteint 5 m d'épaisseur (sondage 8, fig. 35).

- Datation pollinique (fig. 36)

La mise en place des cailloutis, qui représentent le début de la sédimentation flandrienne, est plus tardive que dans le val de Vilaine. Elle date de la période atlantique. La végétation arbustive conservée dans l'argile grise est dominée par la Chênaie : *Quercus* et *Ulmus* ; la fréquence d'*Alnus* étant comparable à celle de *Betula*.

La présence de *Fagus* et le fort pourcentage de pollens de *Tilia* dans la vase grise montrent qu'elle s'est déposée à l'extrême fin de la période subboréale.

Le limon ocre superficiel représente la période subatlantique : dominance de *Quercus*, présence de *Fagus* mais par contre absence de *Tilia*. Le taux élevé de pollens de *Pinus* permet de placer une part de ce colluvionnement dans la période historique.

Il faut souligner l'importance du substrat calcaire sur le développement d'*Ulmus* et de *Tilia*. Les pourcentages de pollens atteints par ces deux essences à Langon sont les plus élevés parmi ceux obtenus dans le Massif Armoricaïn.

Si les effets de la marée ont pu se faire sentir jusqu'à Langon avant l'aménagement de la Vilaine, l'influence marine proprement dite a été négligeable durant tout le Flandrien ; à tous les niveaux les plantes halophiles et les kystes de Dinoflagellés sont absents. Les plantes herbacées autres que les Graminées sont très rares. Cependant la présence de *Potamogeton* et de *Lysimachia* dans la vase grise témoigne de l'origine lacustre de ce dépôt. Au sommet l'importance de *Plantago lanceolata* et des Céréales est le reflet du développement des cultures au cours de la période historique.

Des sédiments vaseux se déposent donc au niveau de Langon pendant une très courte période, à la fin du Subboréal, tandis que dans le val de Vilaine près de Redon les marais lacustres sont recouverts par de la vase saumâtre.

2° - ARZAL (Morbihan)

Entre Béganne et l'estuaire, la Vilaine traverse les formations métamorphiques très résistantes de l'anticlinal de Cornouaille. La vallée est étroite et encaissée pendant 20 km, en particulier au niveau de la Roche-Bernard. A Arzal, l'encaissement est plus faible, la plate-forme avoisinante ne dépasse guère 40 m, mais la vallée demeure étroite.

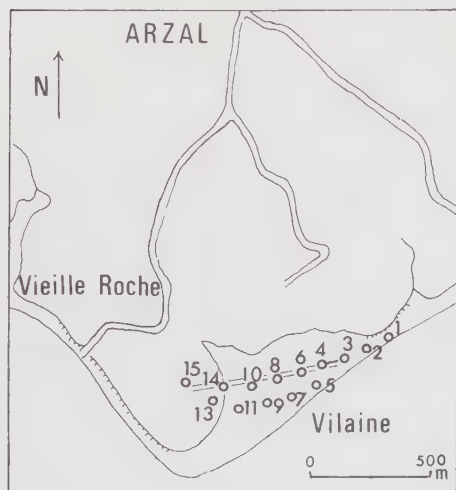


Fig. 37. - Localisation des sondages effectués près d'Arzal.

Une importante campagne de sondages a été entreprise pour l'étude de l'implantation d'un barrage sur la Vilaine au niveau des Vieilles Roches d'Arzal. Les sondages ont été réalisés dans le marais et le socle sur la rive droite de la Vilaine (fig. 37). Devant apporter des renseignements sur la nature du substratum rocheux, la plupart des sondages ont été implantés sur les versants du thalweg. Ils n'ont pas dépassé en général la profondeur de 6,5 m au-dessous du N.G.F. ; mais dans le marais les sondages 3, 6 et 10 ont été menés au-delà de cette côte. Ils sont alignés suivant une direction EW et fournissent une coupe dans le méandre concave de la Vilaine (fig. 38). Le sondage 3, réalisé près du lit actuel, a traversé le maximum de sédiments quaternaires sans atteindre le socle. Lors de la campagne 1961, aucun sondage n'a été effectué dans le chenal actuel ; il n'est donc pas possible de connaître la profondeur exacte du thalweg en ce point.

La sédimentation est très importante dans la vallée de la Vilaine au niveau d'Arzal ; elle est plus diversifiée que dans le val. Ainsi le sondage 3 présente la succession suivante, de la base au sommet :

- de 29 à 23,5 m de profondeur, sable et galets ; les galets proviennent du remaniement des formations pliocènes et quaternaires antérieures ;
- de 23,5 à 10,25 m de profondeur, vase grise présentant des niveaux riches en débris végétaux (tiges, racines), vers la base à 22 m et 20 m ;
- de 10,25 à 4,5 m, sable coquillier, calcaire ;
- de 4,5 à 1,5 m, vase grise ;
- de 1,5 m à la surface, terre végétale.

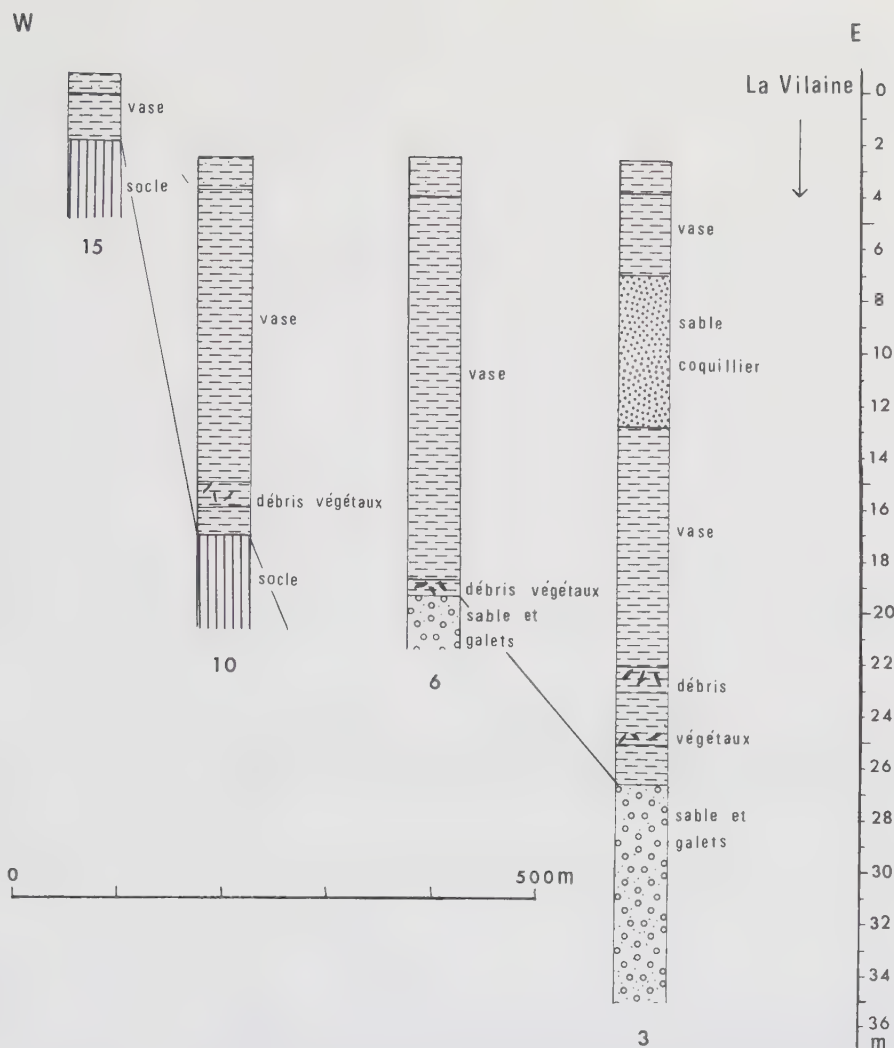


Fig. 38. - Coupe E-W dans la vallée de la Vilaine, près d'Arzal.

a - Zonation pollinique (fig. 39)

BOREAL

- zone VIc de H. G o d w i n, vers 26,5 m et entre 23,5 et 19,3 m de profondeur. Le taux des pollens d'arbres et d'arbustes est en moyenne de 70 % du total des pollens et spores. *Corylus*, *Quercus* et *Pinus* sont les éléments dominants de cette végétation arbustive. *Betula* et *Ulmus* ont une représentation comparable, avec un taux pollinique voisin de 10. *Alnus* et *Tilia* sont présents mais leurs pollens apparaissent de façon sporadique.

ATLANTIQUE

- zone VIIa de H. G o d w i n, entre 19,3 et 12,5 m de profondeur.

A partir de 19,3 m et jusqu'à 12,5 m, *Tilia* et *Alnus* se développent et se

ARZAL (morbihan), Les Vieilles Roches - Sondage 3

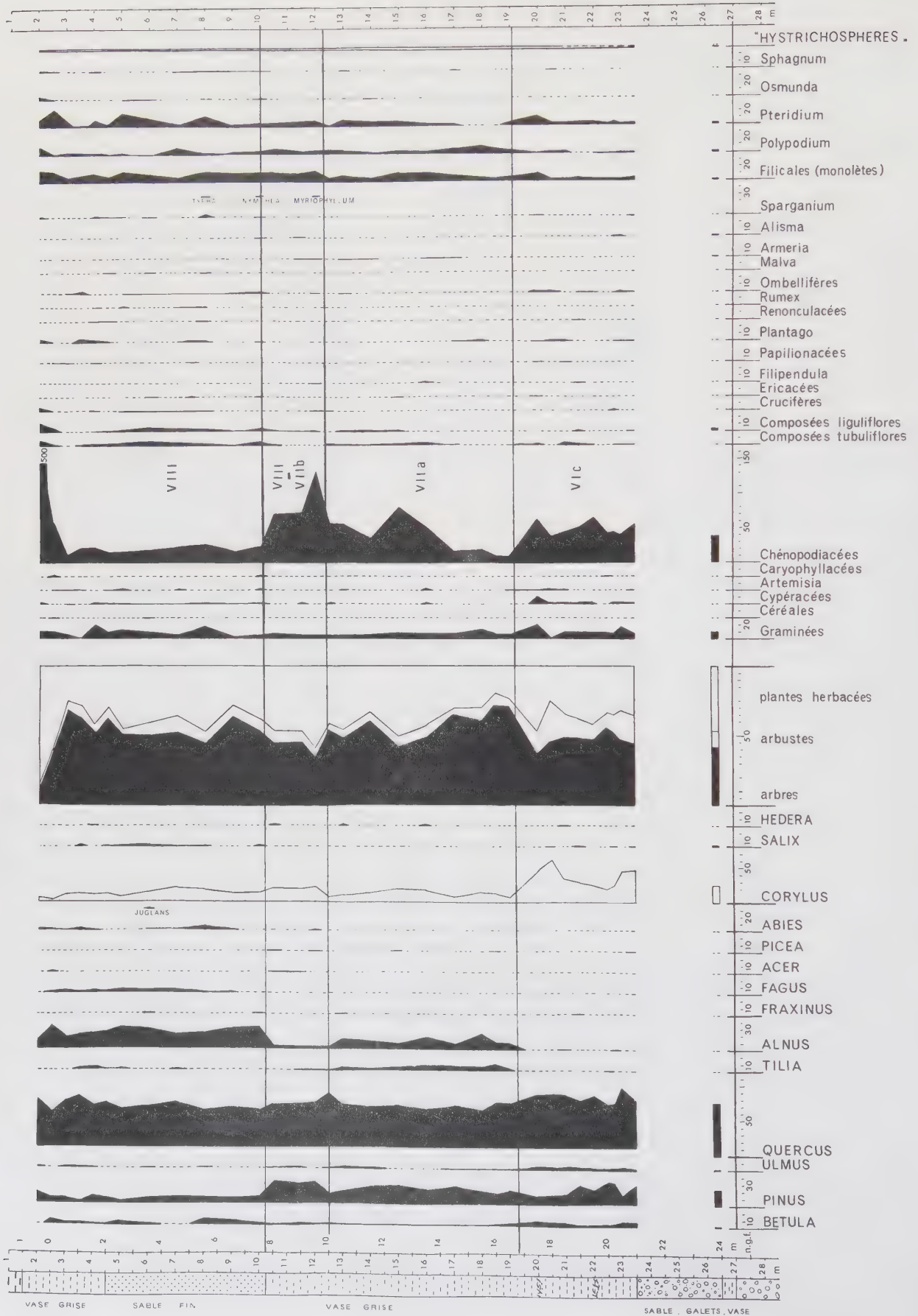


Fig. 39. - Arzal : diagramme pollinique du sondage 3.

maintiennent avec un pourcentage de pollens constant, de l'ordre de 5 % pour *Tilia* et de 15 % pour *Alnus*. *Quercus* demeure largement représenté, par contre *Corylus*, *Betula* et *Ulmus* régressent. La végétation est donc de type Atlantique, à Chênaie dominante.

TRANSITION - SUBBOREAL - SUBATLANTIQUE

Entre 12,5 et 10,25 m, la faible représentation d'*Alnus* et la disparition progressive de *Tilia* annoncent la période subatlantique. Cette fraction du sondage représente la période de transition VIIb - VIII définie dans les diagrammes polliniques des sédiments de la vallée de la Vilaine près de Redon. Cette régression de l'Aulnaie est compensée par un développement de *Pinus* et de *Corylus* notamment.

SUBATLANTIQUE

- zone VIII de H. G o d w i n, entre 10,25 et 1,5 m de profondeur.

Le passage de la vase grise au sable coquillier vers 10,25 m de profondeur se marque également par une modification importante du contenu pollinique arboréen. *Pinus* décroît, tandis qu'*Alnus* se développe, atteignant des pourcentages voisins de 30. *Fagus* présente une courbe de fréquence pollinique continue ; *Ulmus* et *Tilia* sont rares. Les pourcentages de pollens d'*Abies* sont relativement importants.

L'absence de zone basse dans cette partie très encaissée de la vallée de la Vilaine explique la faible représentation de l'Aulnaie, notamment dans la période atlantique. Le taux de pollens de *Pinus*, anormalement élevé pour le Massif Armoricain peut être dû à l'absence de forêt dense sur le plateau ; l'apport pollinique lointain devient plus sensible dans les sédiments et les pollens de *Pinus*, anémophiles, sont alors particulièrement favorisés.

Par ailleurs, le comportement de *Quercus*, *Ulmus*, *Tilia*, implantés sur la plate-forme dominant la vallée, est identique à celui observé à Redon.

b - Conditions de sédimentation dans la vallée de la Vilaine au niveau des Vieilles Roches à Arzal

L'influence marine est sensible dans le dépôt, dès la base. La végétation herbacée est dominée par les plantes halophiles.

Au Boréal, des Graminées et des Cypéracées sont associées aux Chénopodiacées indiquant la présence de marais littoraux dans la vallée. Les niveaux plus tourbeux à 22 et 20 m sont des témoins de ces anciens marais. Les kystes de Dinoflagellés sont présents mais en petit nombre ; ils ne dépassent guère 1 % du contenu palynologique (pollens + spores + hystrichosphères) (fig. 40). *Lingulodinium machaerophorum*, *Hystriosphera bentoni* et *Operculodinium centrocarpum* sont les formes généralement rencontrées.

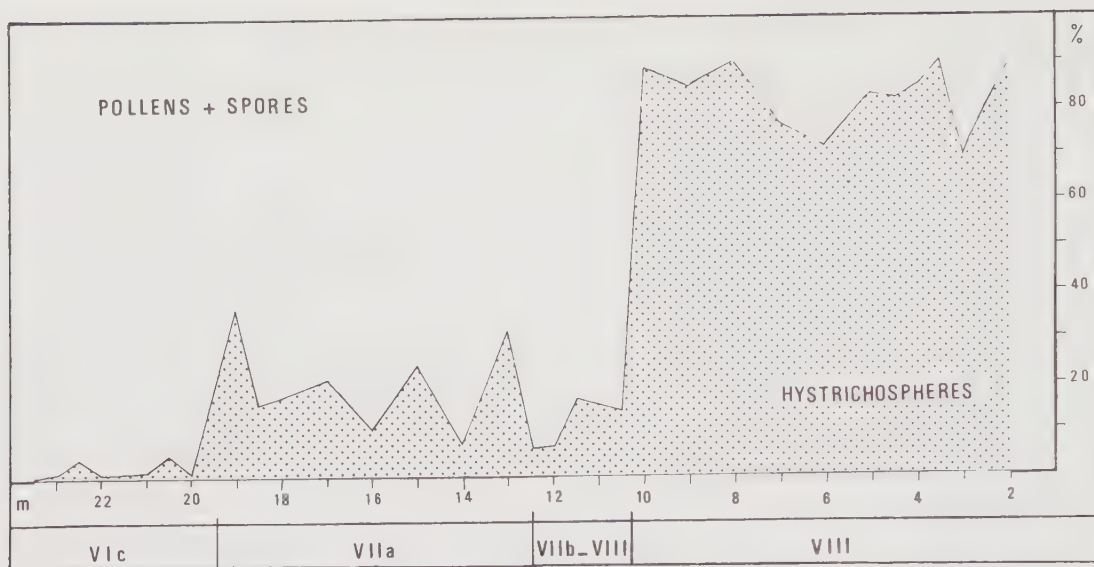


Fig. 40. - Représentation des Hystrichosphères, des pollens et spores dans les sédiments du sondage 3.

A la fin du Boréal, l'influence marine s'accroît dans la vallée de la Vilaine. Les marais à Cypéracées disparaissent tandis que le schorre se développe, peuplé de nombreuses Chénopodiacées, de Graminées et de Composées tubuliflores (de type *Aster*). Parallèlement les kystes de Dinoflagellés deviennent plus abondants, pouvant atteindre 32 % du contenu palynologique.

Les conditions de dépôt varient peu jusqu'à la fin de l'Atlantique. Aucun sédiment n'est conservé de la période s'étendant de la fin de l'Atlantique à la fin du Subboréal. Mais au cours de la période de transition Subboréal - Subatlantique, le schorre est toujours très étendu dans la vallée de la Vilaine ; les Chénopodiacées sont nombreuses et les Dinoflagellés présents.

Dès le début du Subatlantique, la sédimentation change dans la vallée de la Vilaine ; à la vase grise succède un sable marin, calcaire. Dans ce sable calcaire, indubitablement plus marin que la vase grise, la représentation des Chénopodiacées est plus faible. Cette diminution révèle le recul de la zone halophile devant l'avancée de la mer dans la vallée de la Vilaine au Subatlantique ; ce mouvement positif a été suivi d'un retrait puisque au sable succède de nouveau la vase grise, accompagnée de forts pourcentages de pollens de Chénopodiacées. Au cours de la période subatlantique, dans le sable calcaire comme dans la vase grise, l'apport planctonique est homogène : les kystes de Dinoflagellés atteignent près de 90 % du contenu palynologique et *Lingulodinium machaerophorum* demeure la forme dominante.

Au début de la période historique à la faveur d'un recul de la mer le schorre, installé dans le méandre concave de la Vilaine, est en partie recouvert par un limon de colluvionnement qui réduit la zone inondable.

- CONCLUSION A L'ETUDE DES SEDIMENTS FLANDRIENS DE LA VALLEE DE LA VILAINE

1° - Le thalweg de la Vilaine

Le profil en long actuel de la Vilaine montre qu'entre Langon et l'embouchure la dénivellation est faible (fig. 41) ; à Redon, la Vilaine se trouve sensiblement

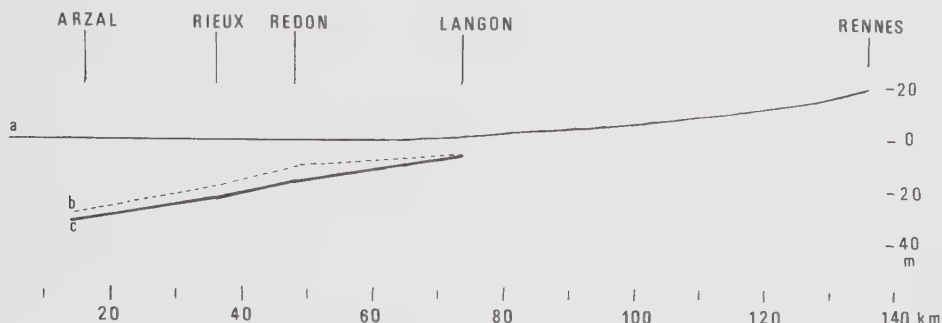


Fig. 41. - Le thalweg de la Vilaine

a - profil actuel d'après A. Guilcher (1948)

b - base des dépôts flandriens

c - profil du thalweg.

au niveau moyen des marées (zéro N.G.F.). Les sondages réalisés dans la vallée de la Vilaine à Arzal, Rieux, Redon et Langon font apparaître un profil en long du thalweg très différent. L'érosion régressive a été très importante en aval, jusqu'à Redon, au cours des glaciations saaliennes et weichseliennes notamment. Au-delà de Redon, les effets de cette régression sont moins importants. Si le fond du thalweg se trouve à Redon à -20 m, à Langon, une vingtaine de kilomètres plus au Nord, il a été rencontré à 9 m de profondeur sous une mince couche de cailloutis ; une accentuation très importante de la pente existe donc entre Langon et Redon. Vers l'amont, dans le bassin de Rennes, localement, l'érosion régressive a été nulle ; ainsi à Dingé, les sédiments eemiens se sont maintenus pendant le Weichselien (cf. p. 48).

2° - Le remblaiement quaternaire

La vallée de la Vilaine est colmatée, à la base, par des sables et galets provenant du remaniement des formations pliocènes, dont de nombreux lambeaux subsistent sur les flancs du thalweg. L'époque et les conditions de mise en place de ces sédiments demeurent difficiles à préciser. Ils peuvent correspondre à la sédimentation du début de l'Eemien dans la vallée de la Vilaine ; la régression weichselienne ayant été beaucoup moins importante que la précédente, une partie des sédiments eemiens a pu se maintenir dans le fond du thalweg. Cependant, ils représentent vraisemblablement un dépôt fluvial de la fin du Weichselien.

La sédimentation flandrienne débute au Boréal par une formation de sable et de galets qui peut atteindre plus de 3 m d'épaisseur à Rieux ; à Arzal, son épaisseur

n'a pu être précisée, mais elle est certainement plus importante que dans le val de Vilaine. Dans le marais de Redon ce dépôt correspond à la sous-zone VIb du Boréal ; aucune influence marine n'y est sensible, mais elle apparaît très nettement à la fin du Boréal dans la vase grise sus-jacente. Plus en aval, à Arzal, ce type de sédimentation grossière s'est maintenu plus tardivement jusqu'à la fin du Boréal alors que la marée remontait déjà dans la Vilaine.

Au-dessus de ce dépôt grossier, la sédimentation est beaucoup plus fine, constituée de vases saumâtres à Redon, de vases, de sables fins plus marins à Arzal.

3° - La vitesse de sédimentation

La sédimentation ne s'est pas effectuée à la même vitesse au cours des périodes climatiques flandriennes mises en évidence dans les sondages. Il est possible de tracer une courbe qui schématise les variations de la sédimentation dans la vallée de la Vilaine en se basant sur les durées des périodes climatiques. Mais dans ces sédiments vaseux de la vallée de la Vilaine la zonation pollinique ne peut être appuyée par des datations radiocarbone et il est difficile d'attribuer une date précise aux limites des différentes zones (une seule datation a été tentée dans la tourbe du sondage 17, dans le marais de Redon). En Europe du N les variations entre les dates obtenues pour ces limites sont parfois importantes (H. G o d w i n, 1961) : limite VIc - VIIa entre 7 650 et 7 450 années B.P., limite VIIa - VIIb entre 5 150 et 4 450 années B.P., limite VIIb - VIII entre 2 950 et 2 450 années B.P. En Bretagne, les datations connues (M.T. M o r z a d e c - K e r f o u r n, 1969) semblent indiquer que les modifications de la flore arbustive ont été plus précoces que dans l'ensemble de l'Europe du N, tout en restant parallèles ; ceci bien sûr, à cause de la situation plus méridionale de la Bretagne dans le domaine atlantique. Deux courbes ont donc été établies à l'aide des sondages 36 du marais de Redon et 3 d'Arzal, en se basant sur les datations les plus anciennes (fig. 42). Les années, à partir de l'actuel (B.P.), sont portées en abscisses et les profondeurs, en fonction du zéro N.G.F., en ordonnées. La pente de la courbe fait apparaître la vitesse de sédimentation.

Dans la vallée de la Vilaine, la sédimentation a été très rapide au cours de la fin de la période boréale, sous-zone VIb et VIc, et du début de la période atlantique ; elle correspond à la montée rapide du niveau de base provoquée par la transgression flandrienne. Pendant la fin de la période atlantique et la période subboréale les dépôts sont peu importants. Dans le marais de Redon c'est l'époque du développement des marécages d'eau douce et de la formation des vases tourbeuses. Le sondage 17 montre qu'à la fin du Subboréal, vers 3 600 années B.P., une légère régression du niveau marin a permis le développement d'un marais lacustre au-dessus de la vase saumâtre. Dans le chenal de la Vilaine, près de Rieux, cette régression s'est

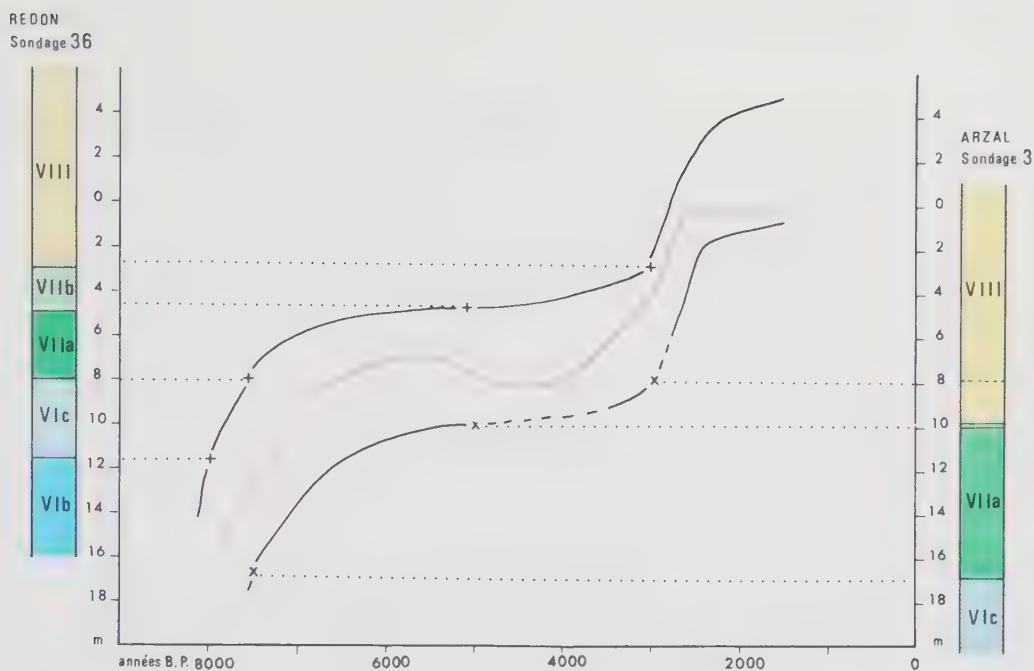


Fig. 42. - Courbes de sédimentation dans la vallée de la Vilaine près de Redon et d'Arzal ; en rouge la courbe schématisant les variations du niveau marin.

traduite par une érosion partielle des sédiments déposés au début du Subboréal comme en témoigne la faible épaisseur de sédiments de cette période conservés à Rieux et leur absence à Arzal. Au début de la période subatlantique la sédimentation devient de nouveau active et s'étend sur toute la surface du marais de la Vilaine, atteignant Langon en amont. A Arzal, elle présente un caractère estuarien plus marqué avec dépôt de sable calcaire, coquillier. Puis la sédimentation se ralentit jusqu'à l'époque actuelle devenant en particulier plus vaseuse près d'Arzal.

4° - Les variations du niveau marin

De ces courbes de sédimentation, il est possible de déduire une courbe schématique des mouvements de la mer au Flandrien (fig. 42) dans l'estuaire de la Vilaine. Ne connaissant pas les conditions précises de dépôt des sédiments par rapport au niveau moyen, les altitudes indiquées sont approximatives. Il apparaît, comme cela a déjà été mis en évidence (R.W. Fairbridge, 1961 ; N.A. Mörrer, 1969), que le niveau de la mer n'est pas remonté au Flandrien de façon linéaire mais avec des oscillations successives. Dans la vallée de la Vilaine, deux oscillations positives peuvent être mises en évidence : à l'Atlantique vers 6 000 années B.P. et au Subatlantique, vers 3 000 années B.P.

B - LA RADE DE BREST

La rade de Brest est un complexe de rias en communication avec la pleine mer par l'intermédiaire d'un étroit goulet. L'Aulne et l'Elorn sont les deux rivières importantes qui constituent cette vaste ria et leurs chenaux se rejoignent avant le goulet au Sud du banc de Saint-Pierre. Au niveau du goulet, le socle apparaît à 50 m de profondeur ; les courants de marée très importants dans cette passe étroite ayant empêché toute sédimentation. La répartition des fonds meubles en rade de Brest est bien connue (A. Guilcher, 1967 ; A. Guilcher et M. Pruleau, 1962 ; F. Hinschberger, 1964 ; F. Hinschberger, 1969 ; L. Berthois et G. Auffret, 1968 et 1969).

1° - Lithologie du remblaiement de la rade de Brest

L'étude des sédiments meubles provenant des carottages réalisés dans le chenal d'accès au port de Brest (C. Babin, J. Didier, A. Moign et Y. Plusquellec 1969) révèle l'existence d'un réseau hydrographique ancien puis d'un remblaiement ultérieur de ces vallées ; remblaiement composé de galets

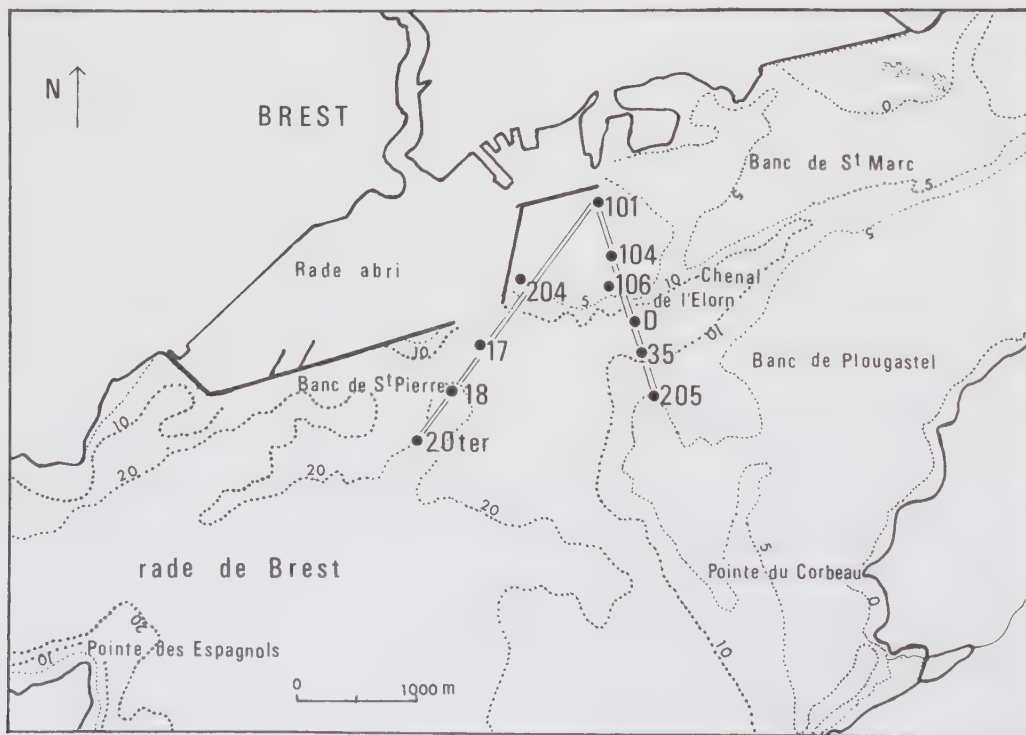


Fig. 43. - La rade de Brest : localisation des sondages d'après C. Babin, J. Didier, A. Moign et Y. Plusquellec, 1969.

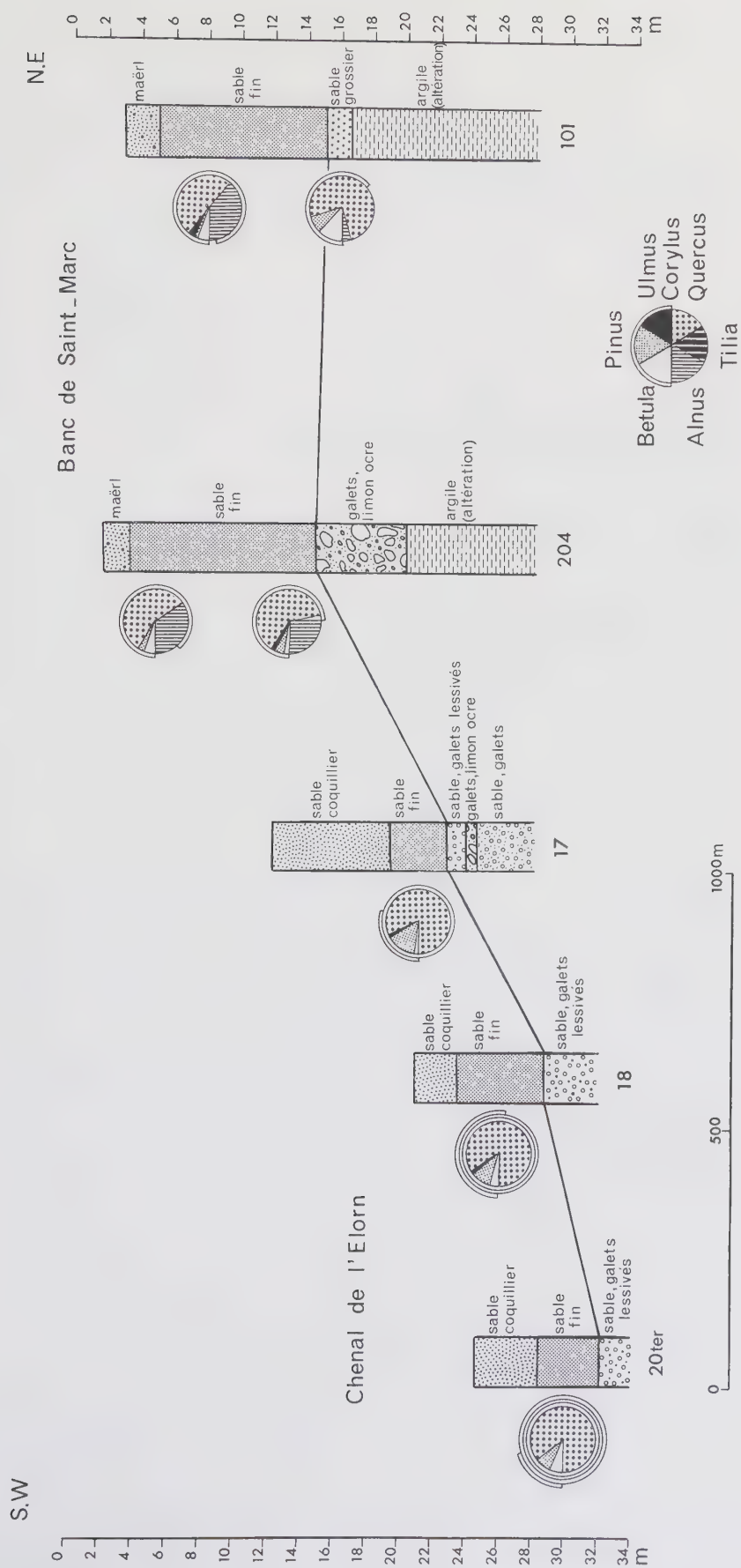


Fig. 44. - Lithostratigraphie et analyse pollinique des sondages effectués dans le chenal de l'Elorn et le banc de Saint-Marc suivant une direction SW-NE.

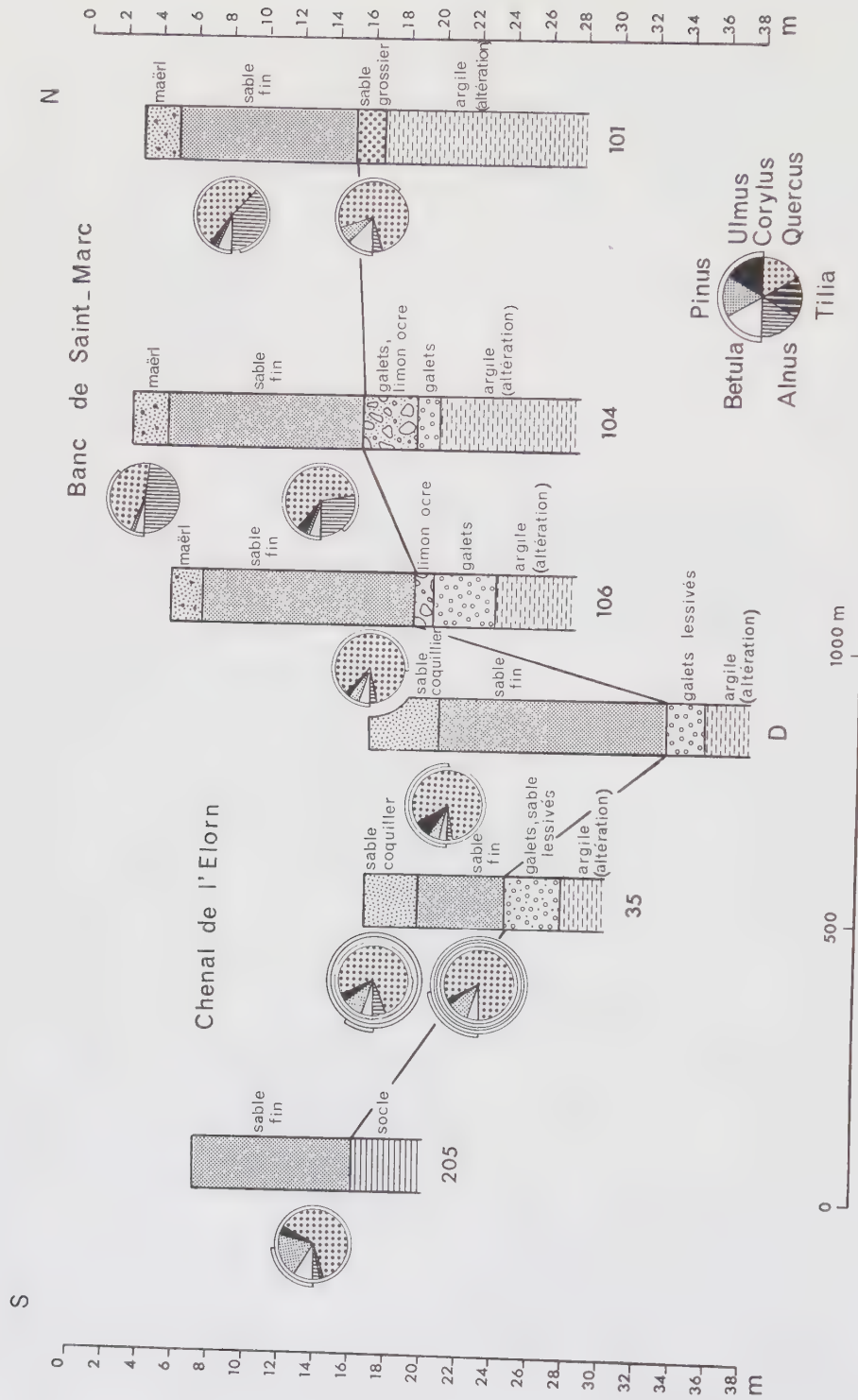


Fig. 45. - Lithostratigraphie et analyse pollinique des sondages effectués dans le chenal de l'Elorn et le banc de Saint-Marc suivant une direction S-N.

laissés par la transgression normanno-armoricaine, de head würmien, de vase flandrienne et de sable coquillier (p. 57).

L'examen de l'ensemble des sondages (fig. 43) montre que les chenaux sous-marins actuels se sont maintenus au-dessus des anciennes vallées et que la succession des dépôts quaternaires conservés dans les chenaux est différente de celle des hauts fonds. J'ai consulté et échantillonné les carottes conservées au Bureau des Ponts et Chaussées de Brest, service maritime.

Au niveau du banc de Saint-Marc, le Pleistocène repose sur le socle altéré et présente la succession la plus complète. Il est formé par une couche de galets ocres que l'on rattache généralement à l'interglaciaire eemien (transgression normanno-armoricaine de C. B a b i n et al.). Les galets sont recouverts par un limon ocre à blocs et galets mis en place au cours de la dernière glaciation. Ces dépôts ne sont pas conservés dans le chenal de l'Elorn où sur le socle repose les galets provenant de leur remaniement par les rivières au tardiglaciaire weichselien et au début du Flandrien (fig. 44 et 45).

La sédimentation flandrienne est représentée dans les chenaux par des sables fins plus ou moins vaseux recouverts par des sables plus grossiers riches en coquilles de Mollusques. Sur les hauts fonds un maërl peu sableux se superpose aux sables fins.

2° - Zonation pollinique des sédiments flandriens de la rade de Brest

Dans les sédiments flandriens de la rade de Brest, déposés à une certaine distance de la côte sous une faible épaisseur d'eau, les pollens de plantes herbacées sont très rares. Seules les plantes halophiles : Chénopodiacées, *Armeria maritima*, et les Graminées sont bien représentées. Les spores de Fougères sont relativement nombreuses et ont pu être entraînées par les cours d'eau. Les kystes de Dinoflagellés, parmi lesquels *Lingulodinium machaerophorum*, *Hystrihosphaera bentori*, *Hystrihosphaera furcata*, ne représentent pas plus de 3,5 % des organismes conservés ; taux nettement plus faible que celui de la vallée de la Vilaine.

Le mode de prélèvement des échantillons lors des carottages présente un inconvénient sérieux pour l'établissement d'une zonation pollinique détaillée ; en effet, par sondage seul, un échantillon de chaque type de sédiment a été conservé et celui-ci peut correspondre à une épaisseur de 1 m ou à celle de 10 m. Afin de recouper le maximum de niveaux stratigraphiques, deux séries de sondages, répartis sur une distance de 2 000 m environ, ont été étudiées à travers le chenal de l'Elorn depuis le banc de Saint-Marc au Nord, en direction NS et NE-SW (fig. 46 et 47). Les sédiments flandriens apparaissent ainsi entre 2 et 33 m sous le niveau actuel de la mer.

RADE DE BREST (Finistère)
PROFIL N.E.-S.W

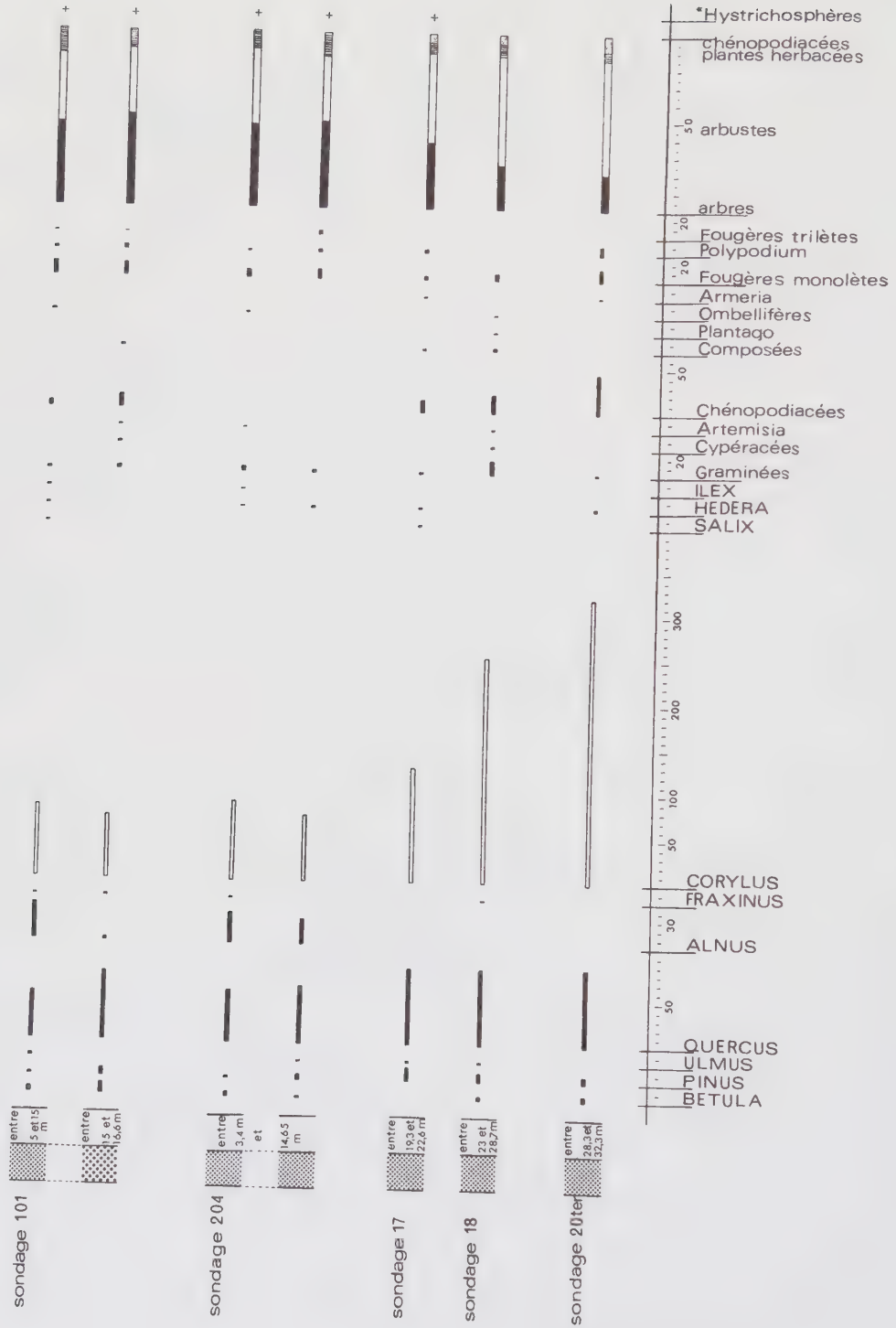


Fig. 46. - Diagramme pollinique des sondages de la rade de Brest (profil NE-SW).

RADE DE BREST (Finistère)

PROFIL N-S

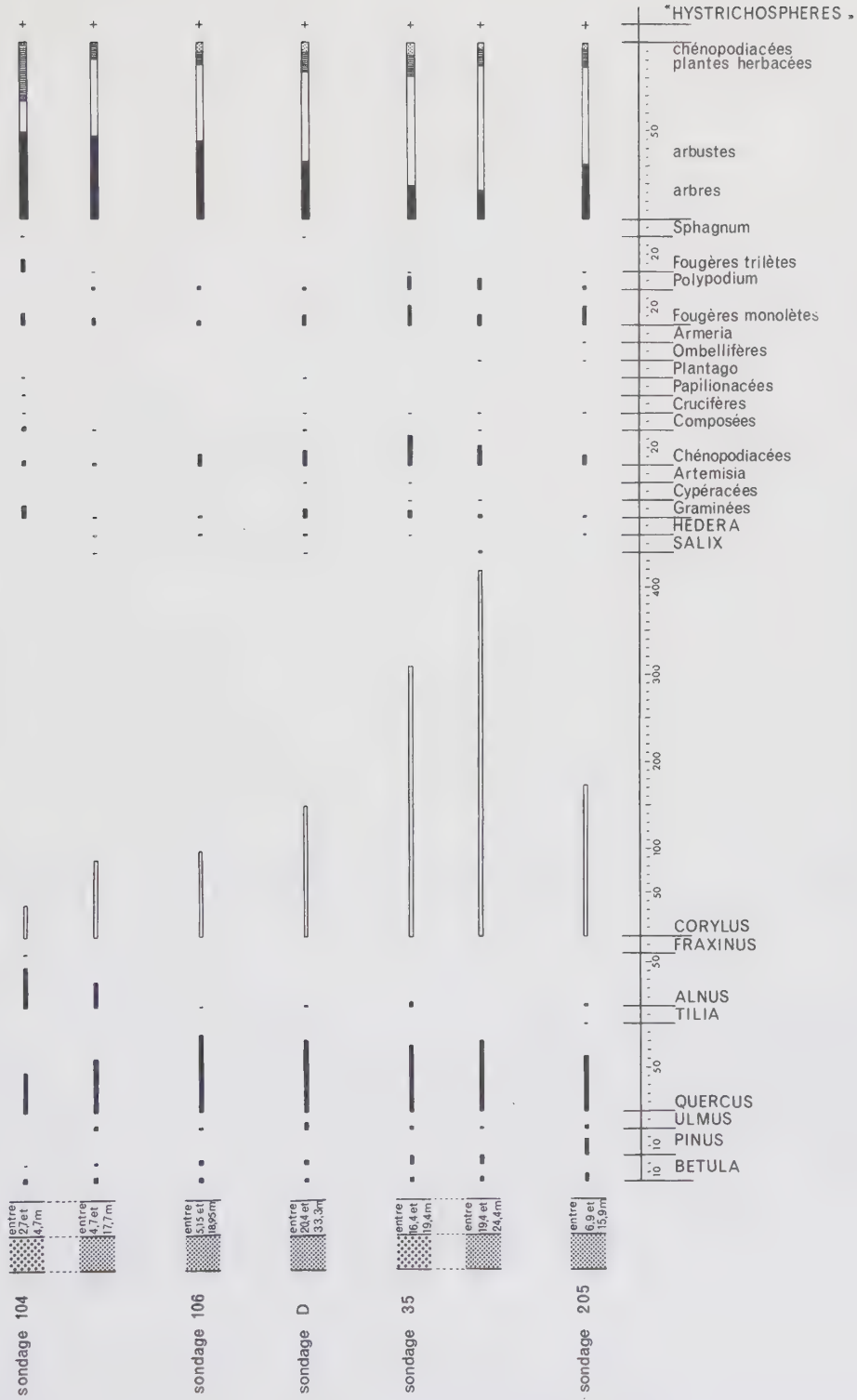


Fig. 47. - Diagramme pollinique des sondages de la rade de Brest (profil N-S).

BOREAL

- zone VIb de H. G o d w i n

Corylus domine la végétation arbustive,
Quercus est très bien représenté.

. <i>Betula</i> et <i>Pinus</i> ont des pourcentages polliniques voisins de 10.	entre 32,3 et 28,3 m	(Sondage 20 ter)
. <i>Betula</i> et <i>Pinus</i> régressent ,	entre 28,7 et 23 m	(Sondage 18)
<i>Ulmus</i> apparaît.	entre 24,4 et 19,4 m	(Sondage 35)
. <i>Corylus</i> décroît, <i>Ulmus</i> est présent.	entre 22,6 et 19,3 m	(Sondage 17)

L'importance de *Corylus*, l'apparition d'*Ulmus* et l'absence d'*Alnus* permettent de rapporter avec certitude au Boréal, zone VIb, les sables fins conservés dans le chenal de l'Elorn entre 28,3 et 22,6 m de profondeur.

- zone VIc de H. G o d w i n

	entre 33,3 et 20,4 m	(Sondage D)
<i>Corylus</i> régresse progressivement, <i>Alnus</i>	entre 19,4 et 16,4 m	(Sondage 35)
apparaît et se maintient avec des pourcentages polliniques de l'ordre de 2,5.	entre 18,95 et 16 m	(Sondage 106)
	entre 16,6 et 15 m	(Sondage 101)
	entre 15,9 et 6,9 m	(Sondage 205)

La présence d'*Alnus* avec de très faibles pourcentages polliniques indique un âge Boréal terminal, zone VIc, pour les échantillons prélevés au niveau du chenal de l'Elorn entre 20,4 et 15,9 m.

ATLANTIQUE

- zone VIIa de H. G o d w i n

<i>Alnus</i> prend de l'importance mais demeure toujours dominé par <i>Quercus</i> , <i>Ulmus</i>	entre 15,7 et 4,7 m	(Sondage 104)
est présent.	entre 15 et 5 m	(Sondage 101)
	entre 14,65 et 3,4 m	(Sondage 204)

L'importance de *Quercus* et d'*Ulmus* indique un âge Atlantique.

SUBBOREAL

- zone VIIb de H. G o d w i n

<i>Alnus</i> et <i>Quercus</i> ont une égale représentation pollinique, <i>Ulmus</i> est absent.	entre 4,7 et 2,7 m	(Sondage 104)
--	--------------------	---------------

Le recul de *Quercus* et l'absence d'*Ulmus* sont caractéristiques du Subboréal.

Les résultats stratigraphiques de l'analyse pollinique (fig. 46 et 47) sont résumés sur la figure 48 ; les colonnes représentent l'épaisseur réelle des sédiments, le figuré la zone de végétation reconnue dans un échantillon.

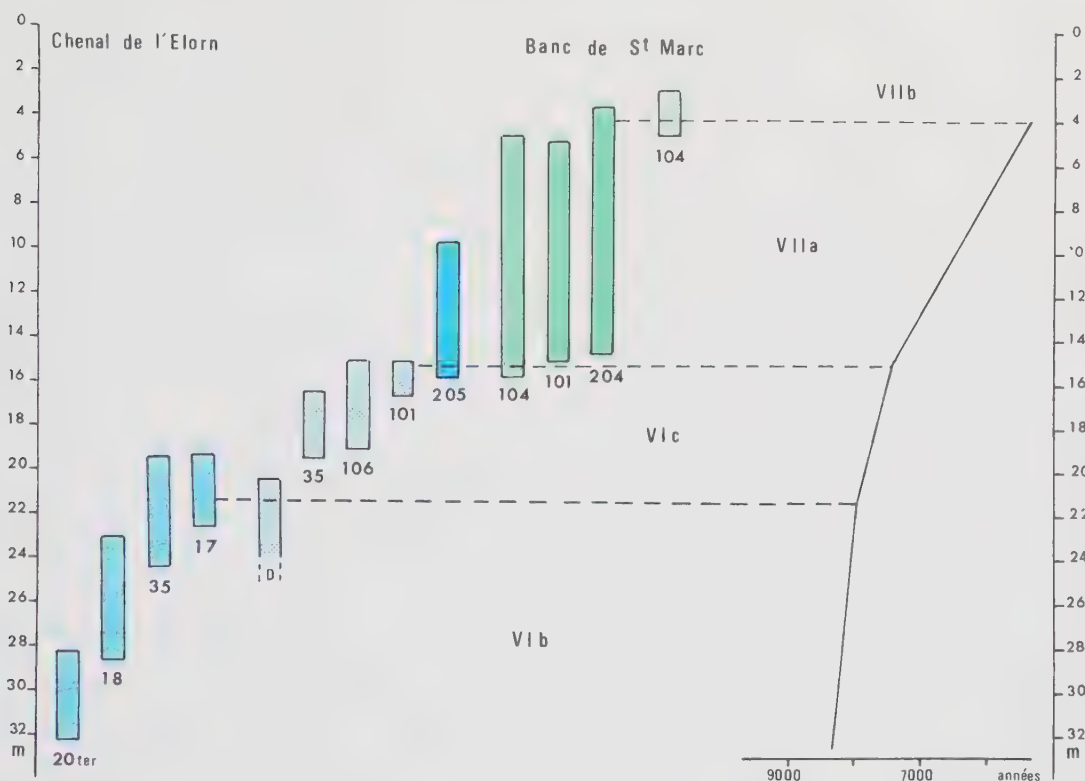


Fig. 48. - Résumé des résultats de l'analyse pollinique des sédiments de la rade de Brest ; courbe de sédimentation.

Les limites précises entre les différentes zones polliniques demeurent difficiles à établir. La limite est nette à 21 m de profondeur, entre les zones VIb et VIc ; la zone VIc se poursuit avec certitude jusqu'à 16 m de profondeur, (base du sondage 205). Au-delà il est impossible de situer, faute de prélèvements suffisamment rapprochés, le passage de la zone VIc à la zone VIIa ; bien que l'on soit tenté de le placer dans le sondage 101 vers 15 m de profondeur entre le sable grossier et le sable vaseux. Le sommet du sondage 104 entre 4,7 et 2,7 m correspond à la transition Atlantique - Subboréal (VIIa - VIIb).

3° - Sédimentation flandrienne en rade de Brest

La rade de Brest n'est en communication avec le large que par l'intermédiaire d'un étroit goulet. Les sédiments qui se déposent actuellement dans la rade présentent un caractère mixte ; proche des dépôts marins par l'abondance du calcaire orga-

nogène et également des dépôts estuariens par la présence d'une fraction fine inférieure à 50 μ (A. Guilhaud et M. Pruleau, 1963).

Il semble que pendant les périodes boréale et atlantique, le type estuarien de la sédimentation dans la rade soit plus accusé. Les sables sont en effet très fins parfois vaseux et les coquilles ou débris coquilliers plus rares que dans les dépôts actuels ou récents. Ceci ne peut étonner car l'envahissement des vallées fluviales a été progressif et ces vallées sont obligatoirement passées par un stade estuarien plus marqué que l'actuel, puisque si les périodes boréale et atlantique correspondent à une progression très rapide de la transgression, la mer n'avait pas encore atteint son niveau maximum ni même son niveau actuel.

La sédimentation flandrienne à caractère estuarien débute en rade de Brest vers le milieu de la période boréale (8 000 années avant l'actuel environ) à 32 m sous le niveau actuel de la mer. Elle est demeurée active jusqu'à la fin de la période atlantique, se déplaçant progressivement des vallées vers les hauts fonds.

La sédimentation de type actuel, riche en coquilles de Mollusques et en *Lithothamnium*, apparaît sur le banc de Saint-Marc vraisemblablement au cours du Subboréal alors que la mer envahissait plus largement la rade de Brest.

Dans les conditions de sédimentation différente, fluviale estuarienne dans la vallée de la Vilaine, estuarienne-marine dans la rade de Brest, le profil de la vitesse de sédimentation est en tout point comparable : rapide au cours du Boréal et de l'Atlantique, faible (voire nulle) au Subboréal et de nouveau très importante vers la fin du Subboréal, début du Subatlantique, entre 3 500 et 3 000 années avant l'actuel.

Pour convertir ces courbes de sédimentation en une courbe de variation du niveau de la mer, il faudrait pouvoir établir avec précision l'épaisseur d'eau sous laquelle les sédiments se sont déposés. Ceci paraît difficile, même avec une certaine approximation.

C - AUTRES ESTUAIRES

Les résultats obtenus pour la vallée de la Vilaine et la rade de Brest donnent uniquement l'allure générale de la remontée marine au Flandrien. Il faut maintenant situer cette remontée dans le temps et en altitude par l'étude de gisements qui peuvent être plus restreints mais mieux caractérisés quant à leur relation avec le niveau de la mer et susceptible d'être datés par le radiocarbone.

- L'ABER-ILDUT (Finistère)

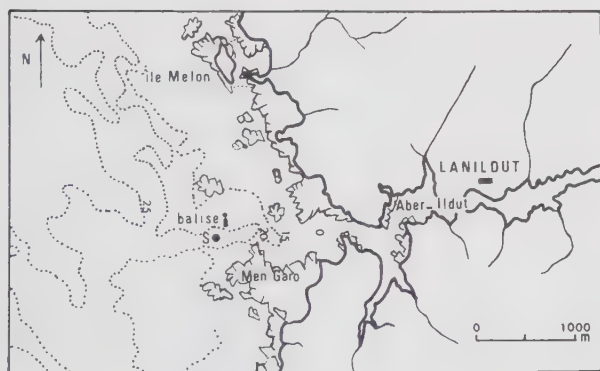


Fig. 49. - L'Aber-Ildut ; localisation géographique.

L'Aber-Ildut est l'actuel estuaire de la rivière de Saint-Renan qui traverse en direction SE-NW l'extrémité occidentale du plateau du Léon. Sa vallée sous-marine peut se suivre sur le plateau continental entre Ouessant et la côte du Léon. F. H i n s c h b e r g e r (1969) reconnaît dans cette vallée trois sections, p. 105 : "entre 0 et -30 m, le thalweg en pente très faible est difficile à situer avec précision. De -30 m à -50 m c'est un ravin en pente forte. Entre -50 m et -60 m existe un

bassin sensiblement circulaire de 2,5 à 3 km de diamètre".

La section de la vallée sous-marine de l'Aber-Ildut définie par F. H i n s c h b e r g e r (1969) entre 0 et -30 m correspond à l'estuaire actuel. Le thalweg est masqué par une couverture de sédiments marins importante. La stratigraphie de ces sédiments est fortement perturbée par les dragages des sabliers. Cependant, ces prélèvements de sable ont permis d'approcher le fond du thalweg et de faire des découvertes intéressantes : ossements de Vertébrés, tourbe, tange ; une petite statuette de Bronze a été recueillie près de Men Garo par les plongeurs sous-marins du groupe Manche-Océan de Brest.

1° - Les ossements de Vertébrés

Il y a quelques années, les sabliers qui exploitent à la drague le remblaiement sableux de l'estuaire de l'Aber-Ildut, avaient accroché des blocs de tourbe et ramené des ossements de Vertébrés. Selon les sabliers, tourbe et ossements seraient associés. Les ossements ont été étudiés par C. Guérin et Y. Plusquellec

(1965) ; il s'agit de très beaux spécimens de *Cervus elaphus* et *Bos primigenius*. A cause de la grande taille des individus recueillis, les auteurs les ont attribués au Pleistocène ; mais de telles formes ont pu persister jusqu'au début de l'Holocène. Ils peuvent être rapprochés de découvertes similaires faites dans les alluvions de la Loire à Saint-Nazaire (R. K e r v i l l e r , 1893), à Ancenis (P.L. N i o r t , 1952) et dans les alluvions du Trieux, Côtes-du-Nord (Y. P l u s q u e l l e c , 1968). La fréquence des ossements dans les alluvions est certainement due au fait que ces sables calcaires constituent un milieu idéal pour leur conservation. Mais sont-ils remaniés dans les alluvions ou contemporains de leur dépôt, donc Holocène ?

2° - Le niveau tourbeux

Le niveau tourbeux de l'estuaire de l'Aber-Ildut pouvait éventuellement fournir une datation absolue permettant de "caler" les courbes de sédimentation déjà obtenues.

Malheureusement les sabliers ayant terminé l'exploitation de ce secteur, je ne pouvais espérer de leur part un échantillon.

Je dois à l'obligeance de A. G u i l c h e r d'avoir obtenu une mission à bord du Gwalarn, bateau océanographique du C.N.R.S. ; G. B o i l l o t m'a permis d'utiliser le matériel de sondage de son laboratoire.

Mais c'est grâce à la patience et à la persévérance de J.-P. L e f o r t , qui a dirigé la mission à bord du Gwalarn, qu'un échantillon tourbeux a été ramené au laboratoire. Les renseignements obtenus des sabliers étaient peu précis ; nous savions que la découverte se situait près de Men Garo, vraisemblablement en amont de ce rocher (fig. 49).

Après de nombreux essais en amont, nous avons carotté en aval de Men Garo, par 22 m de fond, 60 cm de tange verdâtre contenant des empreintes de feuilles et des coquilles d'*Hydrobia*. Elle est recouverte par une mince couche sableuse ; l'abondance d'éléments granitiques broyés à la base de la carotte montre qu'elle repose directement sur le socle. Ce n'est sans doute pas la tourbe des sabliers mais nous sommes ici en présence d'un faciès littoral très intéressant.

Les pourcentages importants de pollens de Chénopodiacées et de kystes de Dinoflagellés affirment le caractère littoral de ce dépôt. Les Dinoflagellés sont surtout représentés par *Hystri-chosphaera furcata* et les formes voisines, *Hystri-chosphaera bentori* et *Hystri-chosphaera mirabilis*. *Lingulodinium machaerophorum* est beaucoup moins fréquent ; il atteint au maximum 15 % du total des kystes de Dinoflagellés , représentation sensiblement inférieure à celle du schorre de Moustierlin. Le taux pollinique des Chénopodiacées, Graminées, Crucifères correspond à l'importance relative de ces familles dans la végétation halo-nitrophile des hauts de plage.

a - Datation pollinique (fig. 50)

Le contenu pollinique de ce dépôt est homogène de la base au sommet. Le taux des pollens d'arbres et d'arbustes atteint 70 % du total des pollens. *Corylus* est l'espèce arbustive dominante ; il représente avec *Quercus* l'essentiel du peuplement forestier. Les pourcentages de pollens de *Pinus* et de *Betula* sont très voisins, de l'ordre de 15 %. La courbe de représentation d'*Ulmus* est discontinue et quelques pollens d'*Alnus* sont présents. L'ensemble des caractères de la végétation permet donc de situer ce dépôt dans la période boréale ; la présence d'*Alnus* précise sa position au sommet du Boréal, dans la zone VIc. *Hedera* et *Osmunda* témoignent du caractère nettement océanique de la végétation.

L'ABER-ILDUT (Finistère)

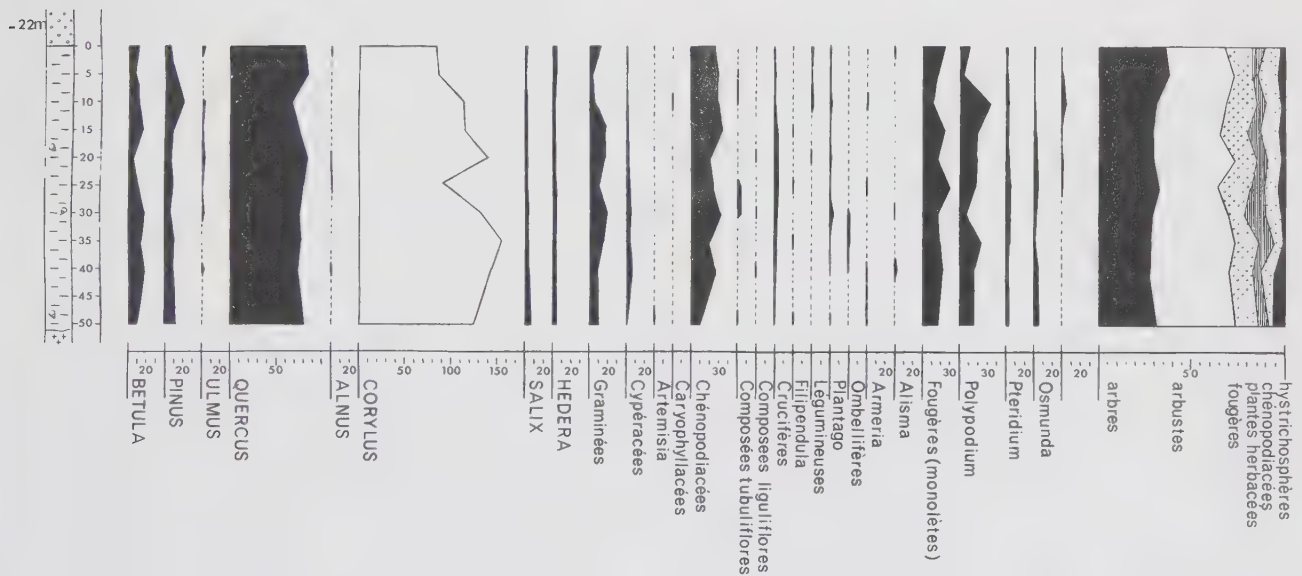


Fig. 50. - Diagramme pollinique des sédiments carottés dans l'Aber-Ildut près de Men Garo.

b - Datation radiocarbone

Une datation absolue, tentée sur cet échantillon, donne le résultat suivant : Gif 1 839 = $7\,950 \pm 190$ ans ; résultat en accord avec celui de l'analyse pollinique. En Europe du NW, les datations obtenues pour la fin de la période boréale se situent en moyenne vers 7 600 B.P. (H. G o d w i n, 1961).

c - Altitude du niveau marin correspondant

La tange se dépose sensiblement au niveau des plus hautes mers. L'échantillon étudié a été carotté, à la mi-marée, à 22 m de profondeur; l'amplitude de la marée étant de 8 m environ dans cette région, le niveau des plus hautes mers se trouvait vers 7 950 ans à -26 m au-dessous du niveau actuel. La sédimentation de la tange a été très rapide car la végétation présente les mêmes caractères de la base au sommet.

3° - Chronologie

- La tange constitue, près de Men Garo, la base de la sédimentation flandrienne dans l'Aber-Ildut ; elle permet de situer à -26 m au-dessous du niveau actuel le niveau des plus hautes mers vers 8 000 avant l'actuel.
- Les sables forment l'essentiel du matériel colmatant l'ancien thalweg et se sont déposés à partir du début de l'Atlantique alors que le niveau de la mer continuait à s'élever.
- Si les restes de Vertébrés sont contemporains de la mise en place de ces sables, *Cervus elaphus* et *Bos primigenius* ont pu persister dans le Massif Armoricain, au moins jusqu'au début de l'Atlantique sous leur forme robuste.
- Le petit taureau de Bronze date de l'époque romaine (P. S a n q u e r, 1968). Sa présence dans l'estuaire peut fort bien être accidentelle ; tout au plus, pouvait-il exister un gué près de cet endroit au Gallo-Romain.

- LE LEGUER (Côtes-du-Nord)

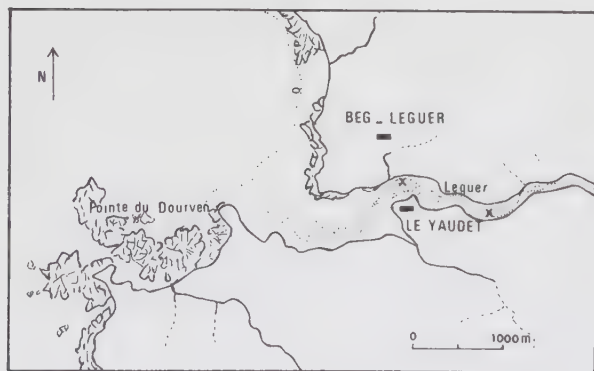


Fig. 51. - Le Leguer ; localisation géographique.

Dans le Leguer, rivière de Lan-nion (Côtes-du-Nord) (fig. 51), ont été découverts, en liaison avec des niveaux tourbeux, de nombreux objets du Néolithique, du Bronze et de l'époque historique (P.R. G i o t, 1960 et 1967).

Comme dans l'Aber-Ildut, la position primitive des sédiments dans le Leguer est modifiée actuellement par les dragages des sabliers et l'altitude des niveaux tourbeux est très difficile à préciser. A marée basse, ne subsiste

dans la ria que le chenal du Leguer ; les prélèvements par les dragues se font sensiblement au niveau des basses mers.

1° - Dragages en face du Yaudet

La tourbe prélevée devant le Yaudet est peu épaisse, 5 à 6 cm, interstratifiée dans les sables. Il s'agit d'une tourbe feuilletée formée par une accumulation de débris végétaux ligneux.

La végétation herbacée est variée mais sans élément dominant autre que les Graminées. Les kystes de Dinoflagellés renforcent l'intérêt de la présence de pollens de Chénopodiacées et d'*Armeria maritima*, indiquant des conditions littorales de dépôt.

a - Datation pollinique (fig. 52)

Le taux des pollens d'arbres et d'arbustes est élevé, environ 80 % du contenu sporo-pollinique. *Alnus* et *Corylus* dominent la végétation arbustive. *Quercus* est présent avec des pourcentages de l'ordre de 30. L'absence de *Tilia*, jointe à l'ensemble des caractères de la végétation, indique un âge correspondant à la transition VIIb - VIII.

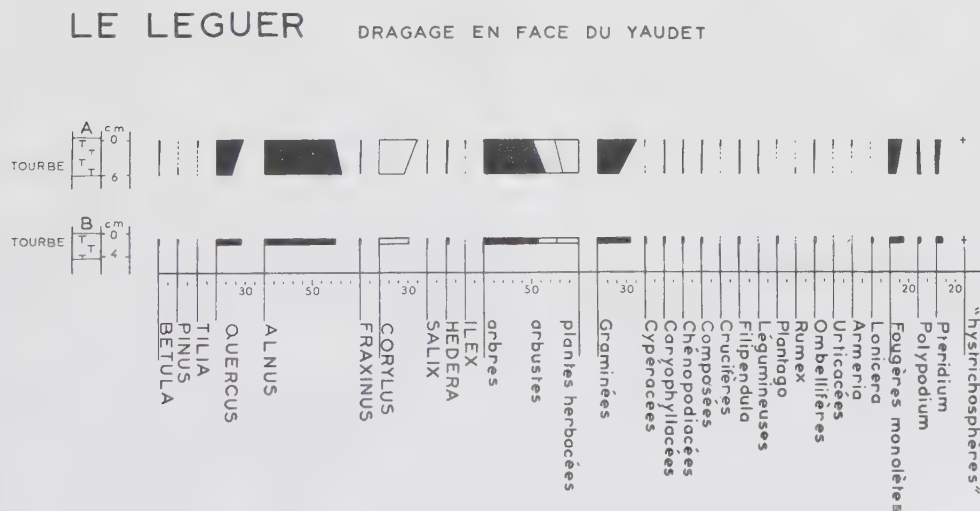


Fig. 52. - Le Leguer : diagramme pollinique des sédiments dragués en face du Yaudet.

b - Datation radiocarbone

La tourbe draguée en face du Yaudet a été datée de $3\,075 \pm 110$ années (Gif 819). Cette date est plus récente que celle obtenue à Redon pour la période de transition Subboréal - Subatlantique.

2° - Dragages, 1 km en amont du Yaudet

Le sédiment dragué 1 km en amont du Yaudet, à l'emplacement d'un gué, est une vase sableuse riche en matière organique, interstratifiée dans des sables plus grossiers. De nombreux bois flottés se sont accumulés à la partie supérieure du dépôt.

Les pollens d'Herbacées sont peu nombreux. Il faut noter que dans cette partie du cours du Leguer, la vallée est très encaissée et la végétation d'estuaire pratiquement inexistante.

a - Datation pollinique (fig. 53)

La végétation présente les mêmes caractères que dans l'échantillon précédent. *Alnus* domine *Corylus* et *Quercus*. Quelques rares pollens de *Fagus* apparaissent au sommet du dépôt. Aucun critère palynologique ne permet de séparer les deux échantillons dragués dans le Leguer.

LE LEGUER

DRAGAGE 1Km EN AMONT DU YAUDET

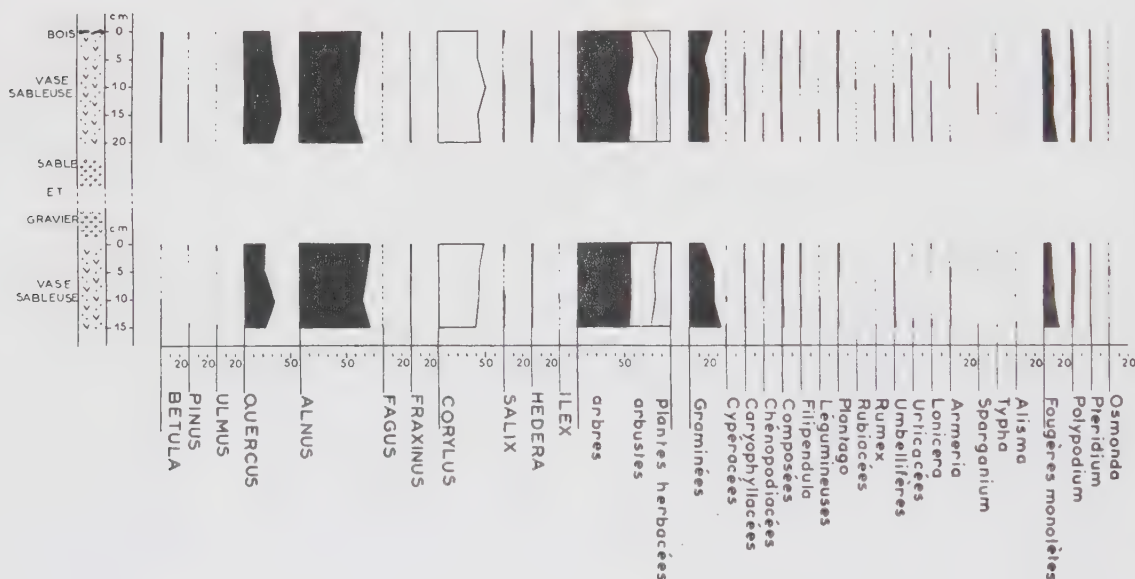


Fig. 53. - Le Leguer : diagramme pollinique des sédiments dragués 1 km en amont du Yaudet.

b - Datation radiocarbone

La mesure d'âge par le C 14 donne un résultat différent du précédent : Gif 820 = 1 600 ± 105 années ; soit un âge subatlantique à mettre en parallèle avec les divers objets de l'époque historique qui ont été dragués près de l'ancien gué.

3° - Altitude du niveau marin correspondant aux deux niveaux tourbeux du Leguer

Les dépôts organiques du Leguer, interstratifiés dans les sables grossiers d'estuaire, ne représentent pas une végétation "in situ" mais une accumulation de débris végétaux provenant de l'amont.

La mise en place de ces dépôts tourbeux n'a pu s'effectuer qu'à basse mer lorsque le courant de marée était nul. Ces débris n'ont pas été remis à flot immédiatement et ont été recouverts ensuite par des sables d'estuaire. Ils ont donc une signification toute particulière.

L'amplitude de la marée étant de 10,05 m à l'entrée du Leguer, c'est une correction de cette ampleur qu'il faut effectuer avant de comparer ces dépôts aux formations de schorres et de tourbières littorales.

Etant donné la position des dépôts au niveau des plus basses mers, il est permis de penser que vers $3\ 075 \pm 110$ et $1\ 600 \pm 105$, si cette dernière mesure d'âge n'a pas été faussée par une quelconque contamination, la position de la mer était proche de l'actuelle.

- LA RANCE (Ille-et-Vilaine)

La Rance est, avec la Vilaine, une des plus importantes rivières bretonnes. Avant la construction de l'usine marémotrice, elle était envahie par la mer jusqu'à l'écluse du Chatellier à 20 km de l'embouchure. La sédimentation dans la Rance maritime a présenté durant le Flandrien un caractère marin très marqué : dépôt de sable au début de la transgression puis de tange lorsque celle-ci se ralentissait. Ces sables qui affleurent largement dans l'estuaire de la Rance ont été parfois attribués au "Tyrrhénien" (J. C h o u x, 1959).



Fig. 54. - La plage du Rosais à Saint-Servan ;
localisation géographique.

Dans les méandres concaves de la vallée de la Rance, la sédimentation a été moins régulière ; des niveaux tourbeux sont interstratifiés dans la tange correspondant aux fluctuations du niveau marin à la fin de la transgression flandrienne.

- La plage du Rosais à Saint-Servan

Sur la plage (fig. 54) apparaît, au niveau des plus basses mers de vives eaux, une tourbe de 20 cm d'épaisseur

SAINT - SERVAN (ille et vilaine), plage du Rosais, niveau des plus basses mers

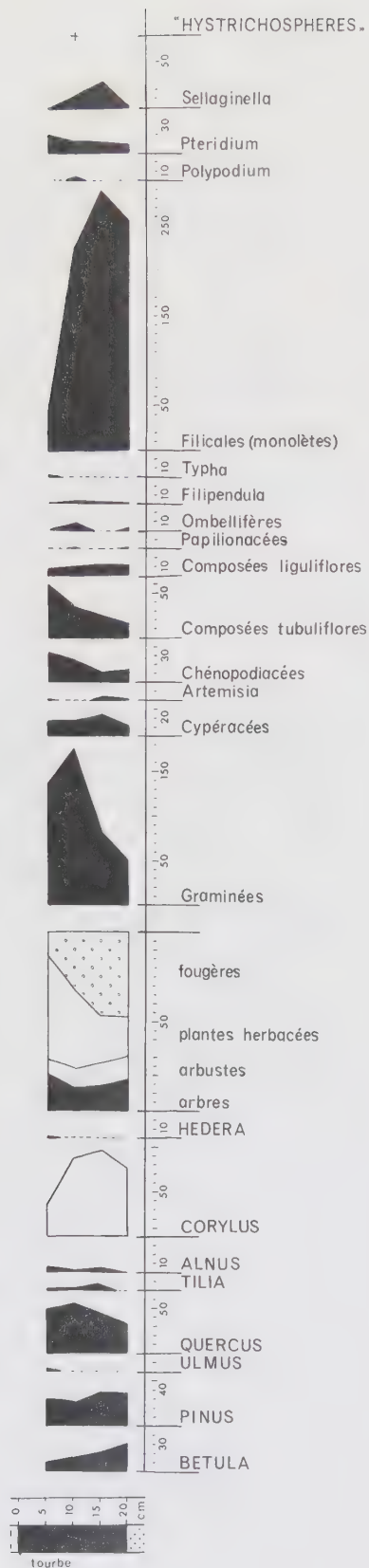


Fig. 55. - Diagramme pollinique du dépôt tourbeux de la plage du Rosais à Saint-Servan.

CHERBOURG (Manche)

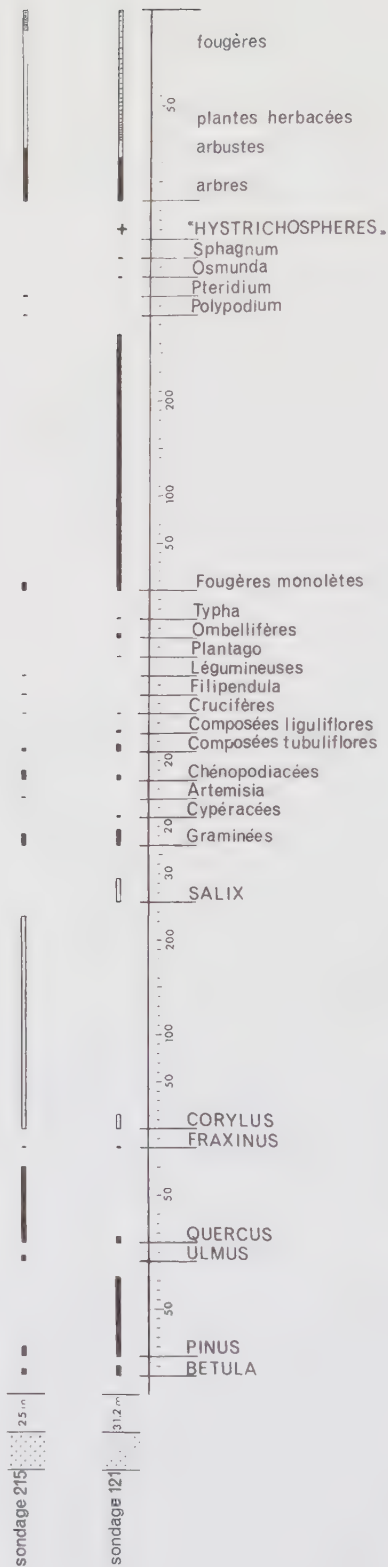


Fig. 56. - Diagramme pollinique des sédiments carottés en rade de Cherbourg.

intercalée dans la tange sableuse. Cette tourbe est formée par une accumulation de débris végétaux et présente en abondance, vers le haut notamment, des restes de feuilles de *Phragmites*.

Ce dépôt renferme le cortège pollinique classique des marais littoraux : dominance des Graminées, forte représentation des Cypéracées, Chénopodiacées, Composées liguliflores et tubuliflores. La sédimentation dans ce marais devait s'effectuer à un niveau très proche de celui des plus hautes mers car des kystes de Dinoflagellés sont présents au sommet du dépôt.

a - Datation pollinique (fig. 55)

La végétation arbustive qui représente 30 % du contenu pollinique, est dominée par *Corylus*, *Quercus*, *Pinus* et *Betula*. *Alnus* et *Tilia* sont présents mais avec des pourcentages polliniques assez faibles, de l'ordre de 5 %. Ce type de végétation est tout à fait représentatif du début de la période atlantique, zone VIIa.

b - Datation radiocarbone

Le résultat de la mesure d'âge, effectuée sur un échantillon prélevé dans ce niveau tourbeux traversé par des Pholades, Gif 2 191 = 6 900 $\pm$ 140, est légèrement déficitaire.

c - Altitude du niveau marin correspondant

L'altitude de cette lentille tourbeuse est actuellement celle des plus basses mers (zéro des cartes marines). L'amplitude de la marée étant de 13 m à Saint-Malo, vers 6 900 le marais se trouvait 13 m au-dessous du niveau des marais littoraux actuels de la Rance ; si l'amplitude de la marée dans la Rance n'a pas varié, le niveau des plus hautes mers était donc inférieur de 13 m à son niveau actuel. De plus, la présence de dépôt tourbeux interstratifié dans la tange sableuse indique sinon une régression tout au moins un stationnement au début de l'Atlantique.

- LA RADE DE CHERBOURG (Manche)

Les sondages réalisés par le Service maritime des Ponts et Chaussées en rade de Cherbourg et en baie du Becquet à l'E de Cherbourg mettent en évidence une succession stratigraphique flandrienne comparable à celle de la rade de Brest. A partir de ces sondages, C. L a r s o n n e u r (1971, p. 155) présente la coupe synthétique suivante, de la base au sommet :

- "Phyllades sériciteux et chloriteux lardés de quartz, d'âge antécambrien,

- argile provenant de l'altération des phyllades (0,05 à 0,2 m),
- galets et graviers à façonnement fluviatile (quelques centimètres),
- boue organique, localement tourbeuse (0 à 0,2 m),
- formation marine, finement sableuse, légèrement vaseuse, bioclastique, avec quelques coquilles entières de Mollusques à la base (0 à 12 m)".

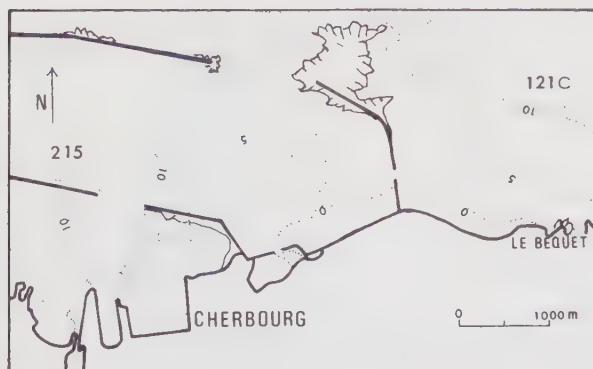


Fig. 57. - Localisation des sondages en rade de Cherbourg d'après C. Larssonneur (1971).

sociés aux Chénopodiacées. Il faut remarquer que dans les sédiments marins ou tout au moins estuarien de la rade de Brest, le nombre des pollens de Chénopodiacées n'est pas très élevé de même que celui des "Hystrichosphères".

1° - Baie des Becquet, sondage 121C

Le sédiment prélevé dans le sondage 121c se situe à 31,2 m sous le zéro des cartes marines, soit 38,8 m sous le niveau des plus hautes mers actuelles de la région.

a - Datation pollinique (fig. 56)

La forte dominance de *Pinus*, la présence de *Quercus* et les pourcentages relativement élevés de pollens de *Corylus* permettent de situer ce dépôt à la base du Boréal, zone V de H. G o d w i n.

b - Datation radiocarbone (C. Larssonneur, 1971 ; G. Délibrias et M.T. Gu ill i e r, 1971)

Le résultat de la mesure d'âge : Gif 1 021 = 9 470 $\pm$ 230 années est en accord avec la datation pollinique, confirmant en particulier la mise en place du dépôt au début de la période boréale.

Le niveau organique est un sable très fin, légèrement vaseux, très riche en matière organique. Sans être extrêmement abondants, les pollens de Chénopodiacées constituent une part importante du contenu pollinique herbacé de ce sédiment qui se présente entre des sables fluviatiles et des sables marins. Ce taux est suffisant pour indiquer la proximité de conditions halophiles d'autant plus que des kystes de Dinoflagellés (*Hystrichosphaera furcata*) sont as-

2° - Rade de Cherbourg, sondage 215

Dans le sondage 215, l'échantillon a été prélevé à la base de la formation marine, 25 m au-dessous du zéro des cartes marines, soit 33,2 m au-dessous du niveau des plus hautes mers.

a - Datation pollinique (fig. 56)

L'extension de *Quercus* aux dépens de *Pinus*, la présence d'*Ulmus* et la forte représentation de *Corylus* permettent d'attribuer à ce dépôt un âge Boréal, zone VIb de H. G o d w i n.

b - Datation radiocarbone (C. Larsonneur, 1971 ; G. Délibrias et M.T. Gu ill i e r, 1971)

La mise en place plus tardive de ce sédiment, vers le milieu de la période boréale, est confirmée par la datation C 14 : Gif 1 022 = 8 200 $\pm$ 190 années.

3° - Altitude du niveau marin correspondant

Le contenu pollinique herbacé et les kystes de Dinoflagellés indiquent que ces sables se sont déposés dans une zone proche du littoral, vraisemblablement dans un estuaire. Comme pour la rade de Brest, la profondeur à laquelle ils se sont déposés est assez difficile à définir ; certainement assez largement au-dessous du niveau des plus hautes mers ; celui-ci se trouvait donc au-dessus de 38,8 m vers 9 470 et au-dessus de 33,2 m vers 8 200 avant l'actuel.

D - RESUME DES RESULTATS CONCERNANT LES SEDIMENTS FLANDRIENS DE RIAS BRETONNES

Au niveau des estuaires actuels, le thalweg des rias bretonnes est creusé en moyenne jusqu'à 35 m de profondeur. La mer a envahi ces vallées au cours de la période boréale, à partir de 9 500 avant l'actuel.

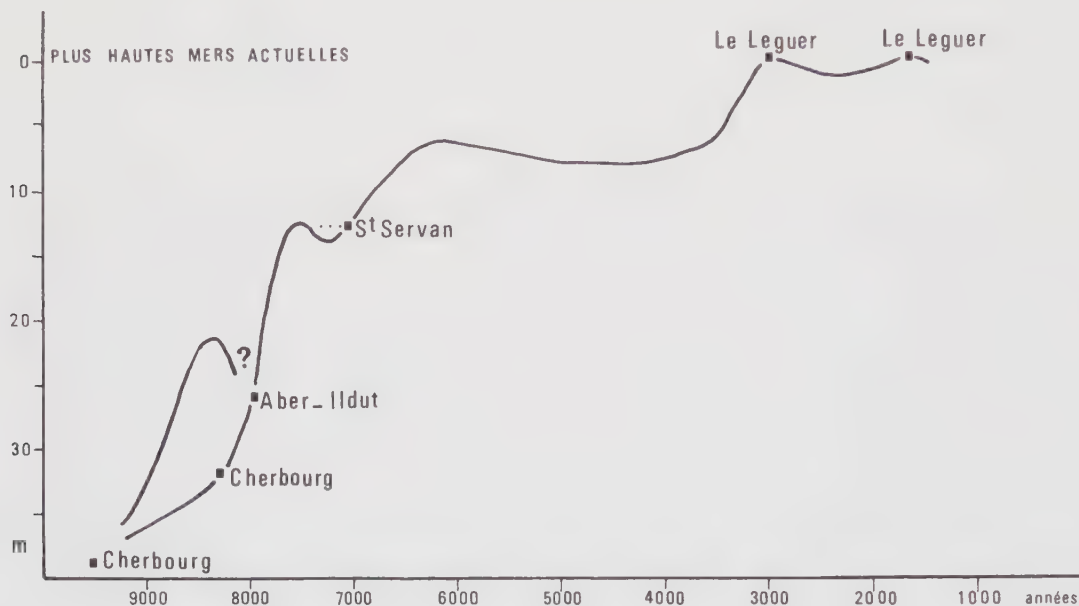


Fig. 58. - Variations apparentes du niveau marin dans les estuaires armoricains.

L'allure générale du mouvement (fig. 58) est fournie par les résultats de l'étude des sédiments colmatant la vallée de la Vilaine à Arzalet à Redon. Ils mettent en évidence une remontée rapide de la mer pendant le Boréal et la fin de l'Atlantique, suivie d'un net ralentissement jusqu'à l'époque actuelle ; deux grandes oscillations positives, vers 6 000 et 3 000 années B.P. ont pu être mises en évidence. L'étude de la sédimentation en rade de Brest confirme cette montée rapide de la mer au Boréal et au début de l'Atlantique.

Quelques dépôts tourbeux isolés, prélevés dans les estuaires, ont pu être datés par le radiocarbone (tableau XII) et compte tenu de leurs conditions de gisement et de formation conduisent à modifier ce premier tracé général de la courbe.

L'échantillon carotté dans l'Aber-Ildut, à -26 m sous les plus hautes mers, représente un haut de plage ; il permet de situer avec précision le niveau des plus hautes mers vers 7 950 années B.P. La tourbe qui affleure dans la Rance à Saint-Servan, au niveau des plus basses mers (13 m environ au-dessous du niveau des plus

Localisation	Altitude du dépôt en m		Date C 14 (Gif-sur-Yvette)		Nature du dépôt	Zone pollinique	Caractères de la végétation
	par rapport au N.C.F.	par rapport aux P.H.M.	N°	Age			
Le Leguer en amont du Yaudet	- 5	- 10	820	1 600+105	estuarien	VIIb-VIII	<i>Alnus</i> dominant <i>Quercus</i> , (<i>Fagus</i>).
Le Leguer en face du Yaudet	- 5	- 10	819	3 075+110	estuarien	VIIb-VIII	<i>Alnus</i> dominant <i>Quercus</i> .
Redon - Sondage 17	+ 1		2190	3 600+105	eau douce	VIIb-VIII	<i>Quercus</i> dominant <i>Alnus</i> , <i>Ulmus</i> , <i>Tilia</i> .
La Rance - Saint-Servan	- 7,5	+ 13	2191	6 900+140	saumâtre	début VIIa	<i>Quercus</i> , <i>Corylus</i> dominants, <i>Pinus</i> , <i>Betula</i> , <i>Alnus</i> , <i>Tilia</i> .
Aber-Ildut - Men Garo	- 22	- 26	1839	7 950+190	saumâtre	Vlc	<i>Corylus</i> , <i>Quercus</i> dominants, <i>Pinus</i> , <i>Betula</i> (<i>Alnus</i>).
Cherbourg - Sondage 215	- 28	- 33,2	1022	8 200+190	estuarien	Vlb	<i>Corylus</i> , <i>Quercus</i> dominants, <i>Pinus</i> , <i>Ulmus</i> , <i>Betula</i> .
Cherbourg - Sondage 121	35	38,8	1021	9 470+230	estuarien	V	<i>Pinus</i> dominant, <i>Betula</i> , <i>Quercus</i> , <i>Corylus</i> .

Tableau XII. - Résumé des données polliniques et radiochronologiques des sédiments organiques d'estuaires armoricains.

hautes mers), s'est déposée dans un marais littoral vers 6 900 années B.P. ; elle repose sur la tange sableuse et indique une phase de stationnement, peut-être même de retrait, de la mer.

Les dépôts tourbeux prélevés en rade de Cherbourg et dans le Leguer ne présentent pas une végétation in situ, et il est très difficile de fixer leur position par rapport au niveau des plus hautes mers ; ils semblent s'être déposés au moment de la basse mer à partir d'éléments transportés de l'amont.

II - M A R A I S M A R I T I M E S :

Le remblaiement fin-Boréal - Subatlantique du marais de Dol-de-Bretagne

Comme les estuaires les marais maritimes sont des zones remblayées par la transgression flandrienne. Ils se forment généralement dans le fond des grandes baies en arrière d'une flèche sableuse plus ou moins importante.

Le marais de Dol occupe le fond de la baie du Mont-Saint-Michel. Il est séparé du vaste estran actuel par un cordon littoral formé de tange et de coquilles. Le cordon est renforcé par une digue en de nombreux points. En effet, l'altitude moyenne du marais est de 3 à 4 m N.G.F. et l'amplitude de la marée pouvant dépasser 15 m dans la baie du Mont-Saint-Michel, il se trouve nettement au-dessous du niveau général des plus hautes mers ; le haut de l'estran étant généralement à +6 m N.G.F. Il s'étend vers le Sud, sur une dizaine de kilomètres dans sa plus grande largeur, jusqu'au pied d'une ligne de hauteurs qui correspond à une ancienne falaise ; celle-ci a été empâtée au Weichselien par des coulées de solifluxion.

Le marais de Dol comprend essentiellement trois parties :

- le marais blanc, marais maritime proprement dit, constitué de tange en surface ;
- le marais noir, tourbeux, s'étendant vers le SW, entre le marais blanc et la falaise fossile ;
- les polders, conquis à l'Est près de l'embouchure du Couesnon, entre 1851 et 1934.

De nombreuses études ont été consacrées au marais de Dol depuis les travaux de S. S i r o d o t (1878-1891), P. L e b e s c o n t e (1898) puis ceux de R. M u s s e t (1922) et G. D u b o i s (1924). M. P h l i p p o n n e a u a présenté en 1956 une synthèse des données géographiques concernant le marais de Dol et A. P e l h â t e, dans le même mémoire, les résultats d'analyses sédimentologiques de dépôts littoraux du golfe normanno-breton. Depuis, des études morphologiques détaillées sont venues compléter notre information sur le marais : F. V e r g e r (1968), J.Y. D e s d o i g t s et F. V e r g e r (1970), J.Y. D e s d o i g t s (1970). Ces dernières études concernent essentiellement les nombreux Sillons (crêtes) qui apparaissent à la surface du marais lorsqu'on l'examine avec minutie. Ces crêtes sont interprétées comme d'anciens cordons littoraux ; leur altitude est de 1,50 m environ, supérieure à celle de l'ensemble du marais.

Les premiers sondages réalisés dans le marais de Dol laissaient entrevoir une stratigraphie comparable à celle des marais maritimes flamands et picards ; de nombreux auteurs ont souligné cette analogie après G. D u b o i s (1924). Un nombre relativement important de prospections avaient été effectuées dans le marais de Dol et la baie du Mont-Saint-Michel pour l'étude des projets de construction de la voie

ferrée (sondages Mazellier), de canaux et d'une usine marémotrice (sondages réalisés par le Service d'Etudes sur l'Utilisation des Marées ; Electricité de France) entre Granville-Chausey et Cancale. Mais peu de sondages demeuraient disponibles pour une étude pollinique et géochronologique précise. De nouveaux sondages étaient donc nécessaires ; ils ont été réalisés grâce au C.E.A., dans la partie occidentale du marais (fig. 59) :

- le long du Biez Jean dont la vallée entaille la falaise fossile près de Vildé-Bidon ;
- dans le marais noir de Châteauneuf - Saint-Coulban ;
- le plus grand nombre, dans le marais blanc, près du Mont-Dol.

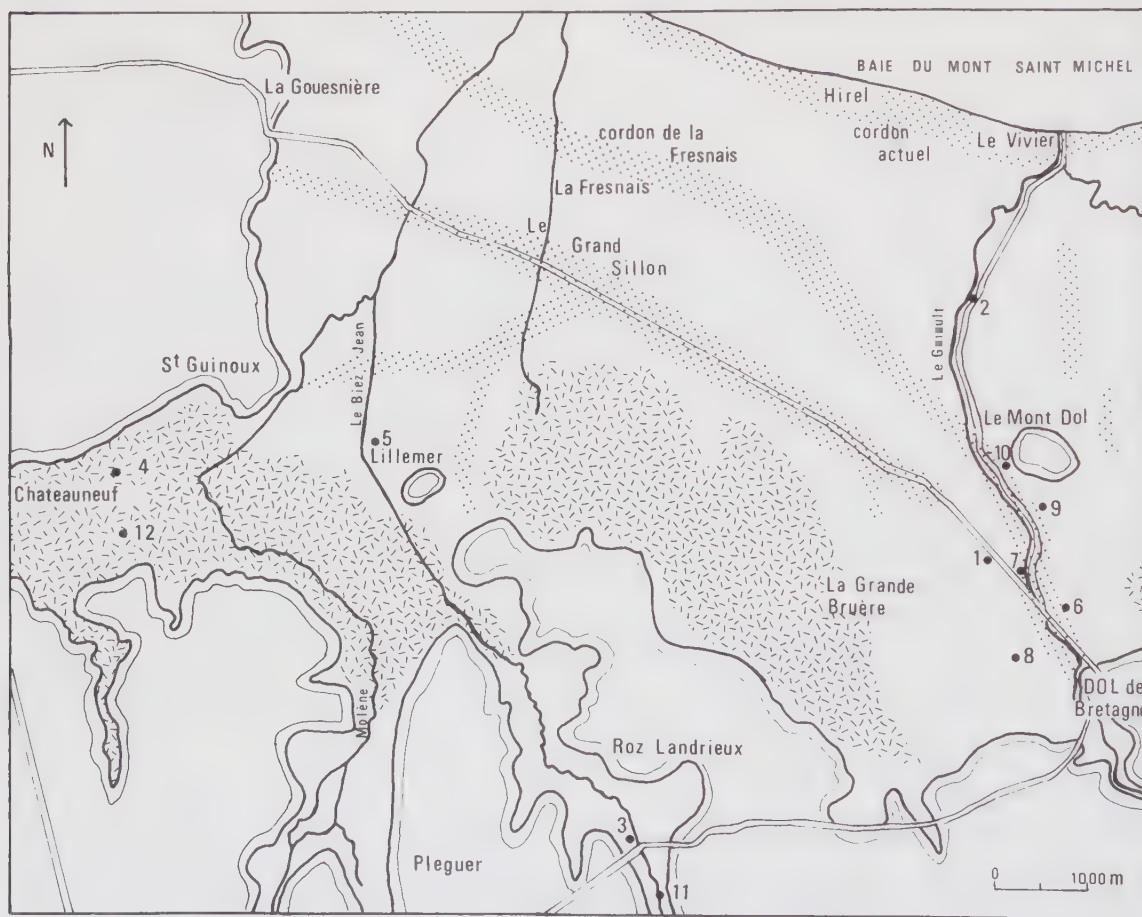


Fig. 59. - Localisation des sondages effectués dans la partie occidentale du marais de Dol-de-Bretagne.

Si le cordon littoral est actuellement fixe, consolidé par l'Homme, et les terrains en arrière à l'abri des invasions marines, il n'en a pas été de même durant toutes les périodes du Flandrien. En arrière de l'ancien cordon qui apparaît nettement dans la topographie entre Saint-Guinoux et le Mont-Dol, les conditions éco-

logiques ont pu varier très rapidement, entraînant des modifications également très rapides de la végétation herbacée. Il est donc nécessaire d'examiner indépendamment l'apport pollinique arboréen qui représente non seulement la végétation arbustive du marais mais aussi celle, plus régionale, du plateau avoisinant au S et à l'E et l'apport pollinique herbacé qui traduit les fluctuations de la ligne de rivage. Le mode de calcul et de figuration des fréquences polliniques adopté au début de ce travail trouve ici une nouvelle justification.

Afin de suivre avec précision les modifications écologiques dans les marais, le diagramme pollinique général, établi sur la somme des pollens d'arbres, est complété par deux diagrammes cumulatifs. L'un représente les pourcentages cumulés des pollens d'arbres, d'arbustes, de plantes herbacées et aquatiques, et des spores de Fougères. Le second représente les pourcentages cumulés des pollens de plantes aquatiques, de Chénopodiacées, de Composées liguliflores, de Cypéracées et d'Ericacées; pourcentages calculés à partir de la somme totale des pollens de plantes herbacées et de plantes aquatiques.

A - LES VALLONS OCCIDENTAUX DU MARAIS DE DOL : LE BIEZ JEAN ET MOLENE

La falaise fossile qui domine au Sud le marais de Dol-de-Bretagne, est entaillée par de nombreux ruisseaux qui descendent du plateau entre les bassins fluviaux de la Rance et du Couesnon.

Des sondages ont été implantés le long du Biez Jean afin de définir les limites, vers le Sud, de l'extension de la transgression flandrienne :

- à Vildé-Bidon, commune de Plerguer à 6 m d'altitude,
- entre Saint-Guinoux et Lillemer à 4,5 m d'altitude.

Entre ces deux points distants de 6 km environ, la pente du thalweg est forte (fig. 60). Au niveau de Vildé-Bidon, le socle a été rencontré à 10 m au-dessous de la surface tandis qu'à Lillemer le sondage a été poussé jusqu'à 20 m sans l'atteindre. La sédimentation est très différente. A Vildé-Bidon, elle est essentiellement lacustre (sondage 11) : sables et galets fluviatiles, boue organique tardiglaciaires (cf. p. 57) entre 10 et 7,85 m, limon de colluvionnement et tourbe flandrienne au-dessus. A Lillemer (sondage 5), la sédimentation est franchement marine : sables puis tange, avec un épisode plus lacustre entre 2 et 1,30 m.

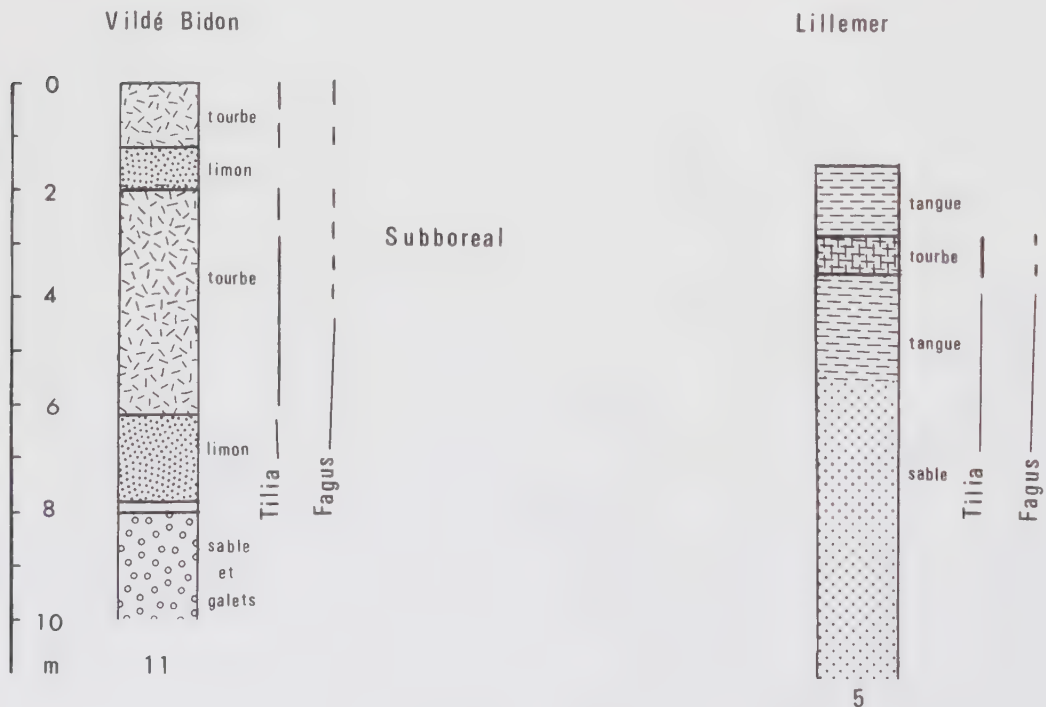


Fig. 60. - Sondages le long du Biez Jean.

1° - Les sédiments lacustres

a - Datation pollinique

- Vers l'amont au Sud de Vildé-Bidon, lieu-dit Belhêtre (sondage 11) (fig. 61).

La représentation pollinique dans l'ensemble du dépôt tourbeux est très homogène. *Alnus* est l'essence dominante avec *Quercus* et *Corylus*. *Pinus* et *Betula* sont faiblement représentés. *Ulmus* et *Tilia* sont présents mais leur courbe de fréquence est discontinue ; *Ulmus* disparaît vers 3,80 m de profondeur et *Tilia* régresse dès 2,80 m. *Fagus* apparaît de façon sporadique dès la disparition de *Ulmus*.

Les caractères de la végétation arbustive situe la formation de la tourbe au cours de la période subboréale (zone VIIb) ; le sommet appartenant toutefois au Subatlantique puisqu'à 2,80 m s'observe un net déclin de *Tilia*.

- Vers l'aval, entre Saint-Guinoux et Lillemer (sondage 5) (fig. 62).

La végétation arbustive conservée dans le dépôt montre une dominance d'*Alnus* et une bonne représentation de *Quercus* et *Corylus*. *Betula* prend progressivement de l'importance en relation avec une régression d'*Alnus*. *Ulmus* et *Tilia* sont présents de façon continue. Cet assemblage pollinique est caractéristique, étant donné l'absence de *Fagus*, du début de la période subboréale, zone VIIb. Cette lentille est contemporaine de la base de la tourbe à Vildé-Bidon (fig. 60).

b - Datation radiocarbone

- Vildé-Bidon (sondage 11).

Les essais de datation absolue sur des échantillons prélevés dans le sondage 11 ont donné les résultats suivants :

- bois de la base vers 6,10 m, Gif 953 = 4 800 $\pm$ 140 années,
- tourbe à 4,20 m, Gif 1 835 = 4 400 $\pm$ 140 années,
- tourbe à 2 m, Gif 958 = 3 100 $\pm$ 110 années,
- tourbe à la base de la couche supérieure vers 1,20 m, Gif 957 = 3 100 $\pm$ 110 années.

2° - Evolution des conditions de sédimentation dans la vallée du Biez Jean

La végétation herbacée reflète fidèlement les variations écologiques du milieu de dépôt. A Vildé-Bidon, au niveau du sondage 11, elle est beaucoup moins homogène que la végétation arbustive.

De la base à 4,20 m de profondeur (+ 1,80 m N.G.F.), les pollens de Chénopodiacées sont nombreux comparativement à l'ensemble de la végétation herbacée (cf. 2ème diagramme cumulatif, fig. 61). Ce taux, accompagné par la présence de kystes

de Dinoflagellés, traduit l'existence d'une certaine influence marine dans le val-lon au début du Subboréal.

Au-dessus de 4,20 m de profondeur, la représentation des Chénopodiacées est beaucoup plus faible tandis qu'une légère poussée des Composées liguliflores appa-raît et que les Cypéracées colonisent le marais. Cette évolution témoigne de la ré-duction progressive de la salinité dans le Biez Jean au Subboréal. Le moment de la récession de l'influence marine qui se situe actuellement à 1,80 m au-dessus du zéro N.G.F., a pu être daté par le radiocarbone : Gif 1 835 = 4 400 $\pm$ 140 années.

Plus en aval, le long du Biez Jean, au niveau de Lillemer (sondage 5), ce recul de l'influence marine au Subboréal apparaît par la formation d'une lentille tourbeuse qui se trouve interstratifiée dans la tange entre 2 et 1,30 m (+ 1,50 m N.G.F.). Cet épisode de retrait de la mer a été de courte durée. Le marais lacustre à Cypéracées et Graminées dominantes évolue rapidement vers un marais saumâtre à Chénopodiacées (fig. 62) ; l'apparition des kystes de Dinoflagellés au sommet an-nonçant son invasion par la mer. Lors de cette nouvelle phase transgressive, l'in-fluence marine n'atteint plus Vildé-Bidon en amont.

En résumé,

- l'influence marine est sensible dans la vallée du Biez Jean, entre 4 800 et 4 400 avant l'actuel, de - 0,10 à + 1,80 m d'altitude en moyenne ; l'importance du tasse-ment de la tourbe étant difficile à apprécier,
- l'oscillation régressive qui s'amorce dès 4 400 semble avoir été de courte durée.

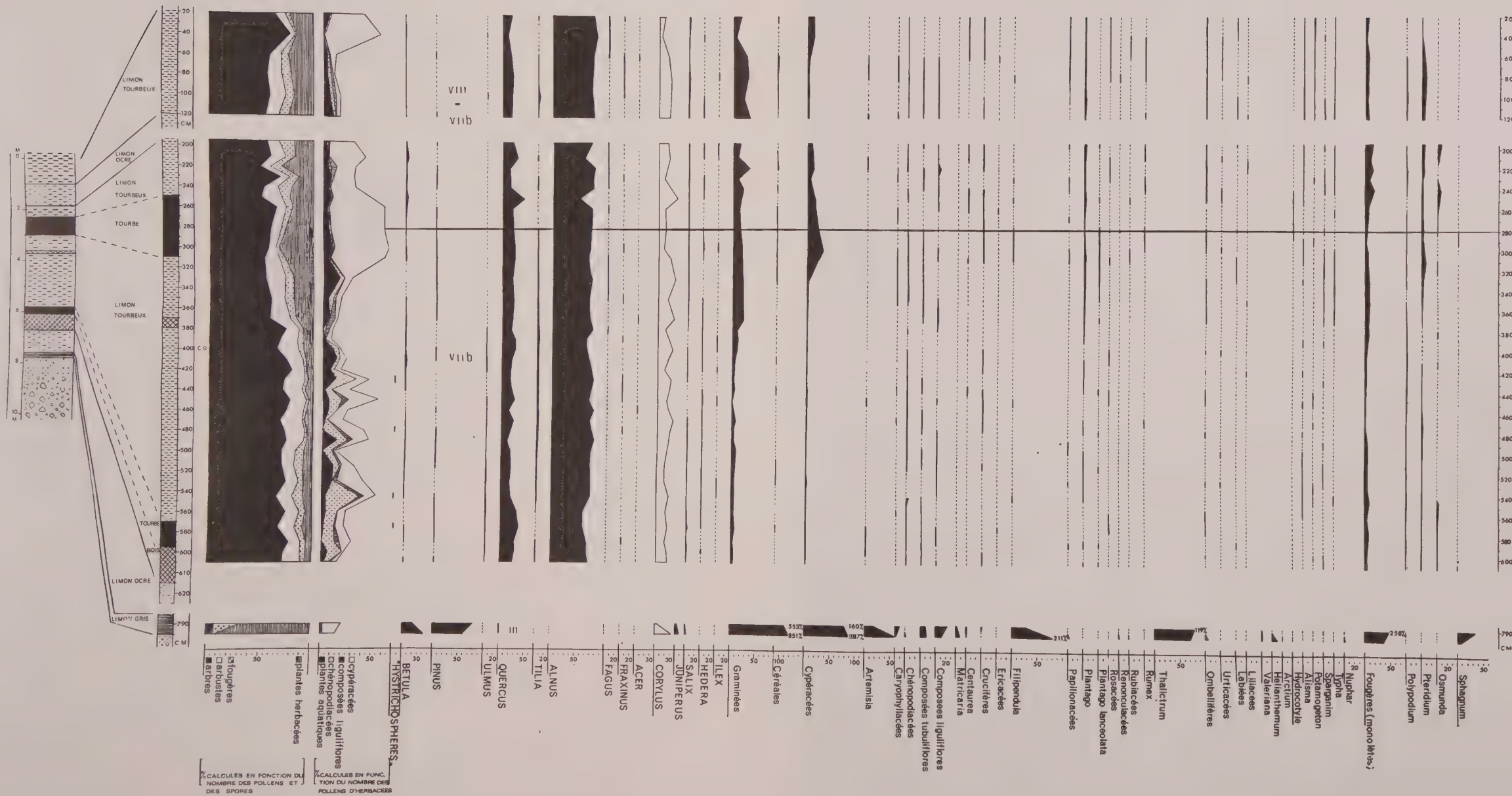
3° - Occupation humaine du plateau dominant, au Sud-Ouest, le marais de Dol

Dans le sondage réalisé à Vildé-Bidon, la tourbe présente vers 4 m de pro-fondeur un niveau riche en charbons de bois. Le feu qui est à l'origine de ces char-bons, ne semble pas accidentel car leur présence s'accompagne de modifications impor-tantes dans la composition de la végétation herbacée ; elles sont indépendantes des variations observées antérieurement dans la composition floristique du marais et provoquées par une réduction de l'influence marine. La courbe de représentation de *Pteridium* s'interrompt au niveau de la zone à charbons de bois pour s'accroître considérablement par la suite. Le taux des pollens de Graminées croît tandis que la présence de *Plantago* s'affirme par une courbe continue ; les pollens de *Pl. lanceo-lata* et de Céréales, présents dès la base de la tourbe, deviennent plus nombreux.

La végétation herbacée conserve les traces du développement de l'agriculture entre 4 400 et 4 000 années avant le présent. L'occupation du plateau entre la val-lée de la Rance et celle du Biez Jean, au Néolithique final, est attesté par la pré-sence d'allées couvertes à Tressé, Saint-Helen, Miniac-Morvan. J. L'Helgo u a c h

MARAIS DE DOL DE BRETAGNE

SONDAGE 11 - S. de VILDÉ_BIDON, lieu dit Belhêtre, en PLERGUER (Ille et Vilaine)



MARAIS DE DOL DE BRETAGNE

SONDAGE 5 - NW de LILLEMER (ille et vilaine)

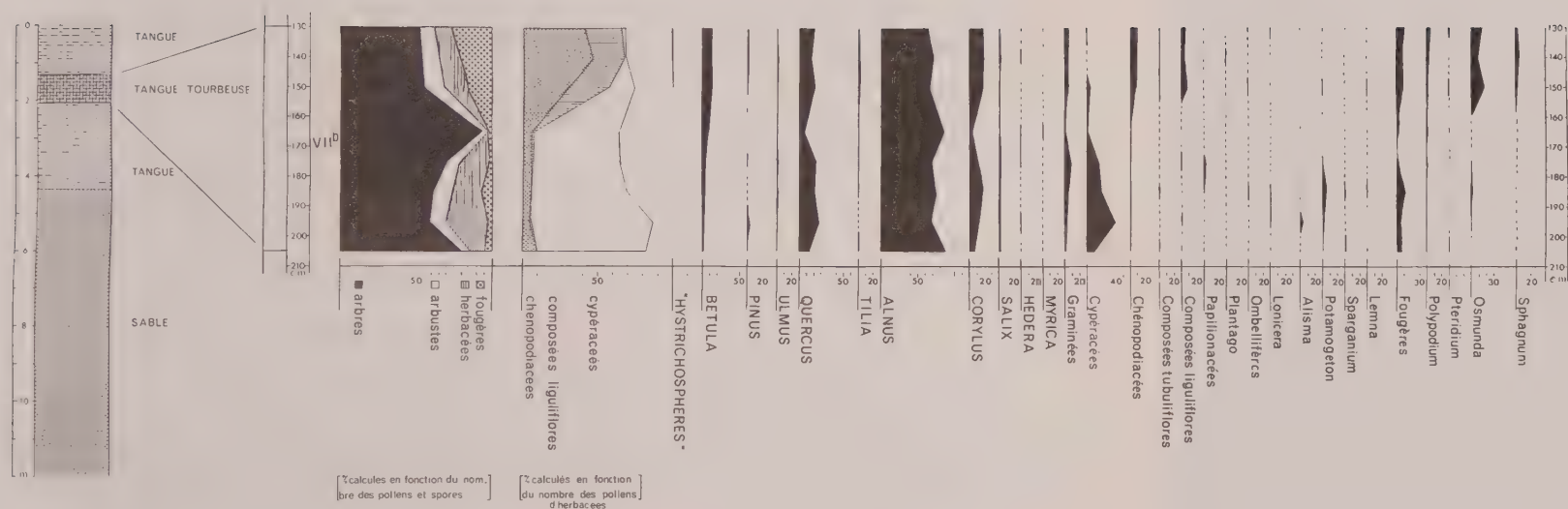


Fig. 62. - Diagramme pollinique du sondage 5.

(1965, p. 315) a souligné le synchronisme existant entre le renouveau de l'architecture mégalithique par la construction d'allées couvertes et le développement de l'activité agricole au Néolithique final à partir de 4 300.

B - LE MARAIS DE CHATEAUNEUF - SAINT-COULBAN

A l'Ouest du Biez Jean et de Molène, la dépression connue sous le nom de "golfe de Châteauneuf" est occupée par une vaste étendue tourbeuse ; l'activité de la tourbière est actuellement freinée par le drainage. Son altitude, par suite du tassement de la tourbe, est inférieure à celle de l'ensemble du marais de Dol : en moyenne + 2,20 m N.G.F. L'importance du dépôt tourbeux montre que l'évolution de cette région occidentale a été très différente de celle du marais blanc.

Aucun dépôt fluviatile weichselien n'apparaît au-dessus du socle altéré. Trois types de sédiments se distinguent dans le marais de Châteauneuf, près du lieu-dit La Mare en Miniac-Morvan (sondage 12) :

- des sédiments intertidaux, sables gris (de 5 à 4,40 m), tange sableuse (de 4,40 à 4,20 m), tange grise (de 4,20 à 3,90 m),
- des sédiments saumâtres, tange tourbeuse, entre 3,90 et 3,45 m,
- des sédiments lacustres, tourbe, de 3,45 m à la surface.

1° - Les sédiments intertidaux

a - Datation pollinique (fig. 63)

Le contenu pollinique arboréen est identique dans l'ensemble de la formation. *Quercus* et *Corylus* dominent la végétation arbustive conservée ; le taux des pollens d'*Alnus* est toujours inférieur à 20 %. *Ulmus* est relativement bien représenté ; *Tilia* est présent. Ces caractères indiquent un âge atlantique, zone VIIa de H. Godwin.

b - Datation radiocarbone

La matière organique du sable gris entre 4,50 et 4,45 m a été datée de : Gif 1 838 = 7 050 $\pm$ 170 années B.P. ; résultat conforme à la datation pollinique.

2° - Les sédiments saumâtres

a - Datation pollinique (fig. 63)

Dans la tange tourbeuse, *Alnus* et *Quercus* ont une importance sensiblement

égale. *Tilia* et *Ulmus* présentent une courbe de fréquence pollinique continue mais avec une légère régression à partir de 3,50 m. Un pollen de *Fagus* a été observé à la base. Cette association est caractéristique de la fin de la période atlantique (zone VIIa) et du début du Subboréal (zone VIIb).

b - Datation radiocarbone

Les datations radiocarbone confirment cette datation pollinique ; la base du limon tourbeux a été datée de $5\ 600 \pm 150$ années (Gif 955) tandis que le sommet à 3,45 a été daté de $5\ 500 \pm 150$ années (Gif 1 837).

3° - Les sédiments lacustres

- Datation pollinique

Betula, *Quercus*, *Alnus* et *Corylus* sont représentés dans le dépôt avec une fréquence pollinique sensiblement égale. La présence de *Fagus* et surtout celle de *Carpinus* à partir de 3 m de profondeur incitent à situer la formation de la tourbe durant la période subatlantique, zone VIII de H. G o d w i n ; la régression, bien que non définitive, de *Tilia* à 3,20 m indiquant le début de cette période.

Entre les sédiments saumâtres et les sédiments lacustres apparaît donc une lacune de sédimentation correspondant à une grande partie du Subboréal.

4° - Evolution de la sédimentation dans le marais de Châteauneuf

a - A l'Atlantique, la dépression de Châteauneuf était directement ouverte sur la mer. Un schorre à Chénopodiacées (50 % du contenu pollinique herbacé) était établi. L'altitude de cet ancien schorre est de 10 m au-dessous du niveau des plus hautes mers actuelles dans la baie du Mont-Saint-Michel ; le niveau de la mer se trouvait donc à l'Atlantique vers 7 050 avant l'actuel, 10 m au-dessous de son niveau actuel puisque les sédiments intertidaux reposent directement sur le socle.

Le résultat de la datation absolue du sable gris du sondage 12 : Gif 1 838 = $7\ 050 \pm 170$ années est identique, compte tenu de la marge d'erreur, à celui de l'échantillon tourbeux de la Rance : Gif 2 191 = $6\ 900 \pm 140$ années (cf. p. 113). Mais cette dernière mesure était apparue légèrement déficitaire. Il paraît bon de confronter ici ces deux datations et les flores contenues dans ces dépôts. L'antériorité de l'échantillon de la Rance par rapport à celui de Châteauneuf se confirme par l'abondance des pollens de *Betula* et *Pinus*, les faibles pourcentages de pollens d'*Alnus* ; ceci sans tenir compte de la représentation de *Tilia* et *Ulmus* qui est trop irrégulière dans le Massif Armoricaïn. Comment s'établissent les relations de ces

MARAIS DE DOL DE BRETAGNE

SONDAGE 12_ LA MARE , MINIAC_MORVAN (ille et vilaine)

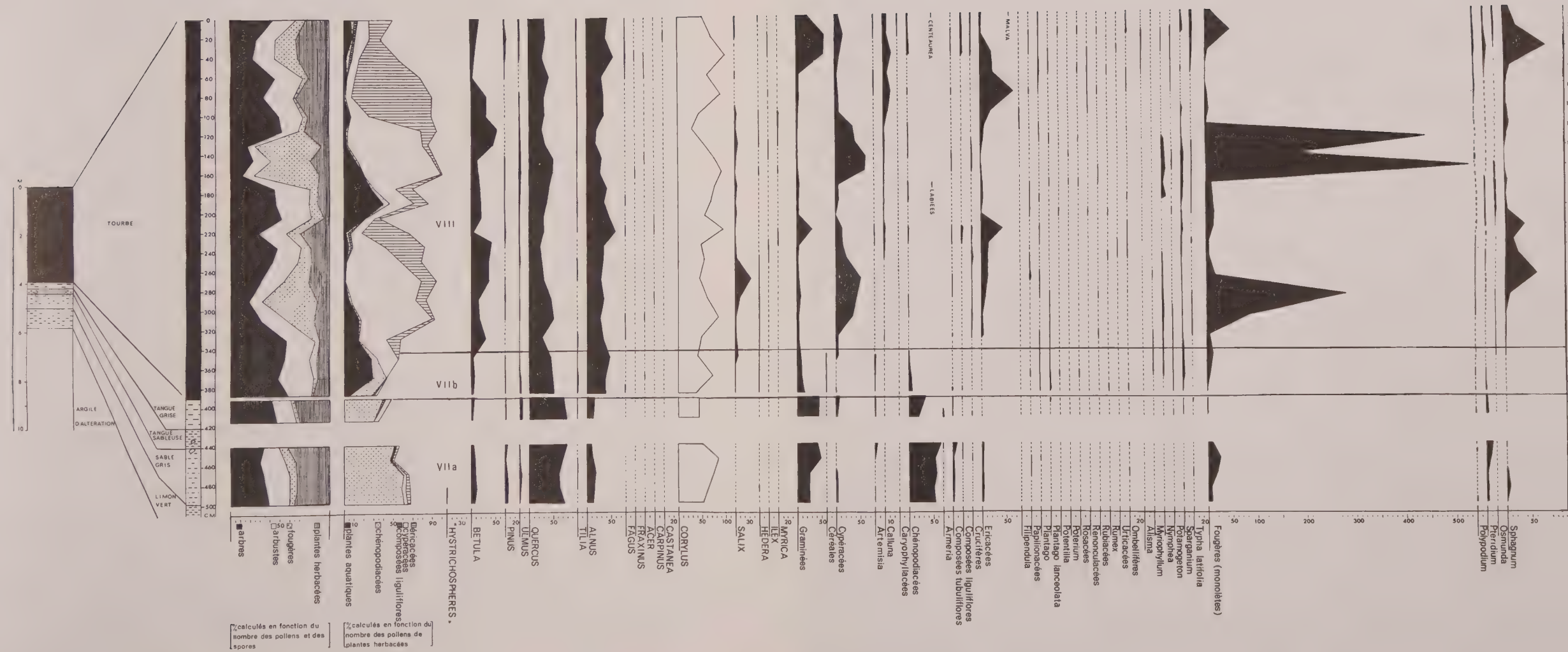


Fig. 63. - Diagramme pollinique du sondage 12.

deux dépôts par rapport au niveau de la mer ? L'échantillon de la Rance a été prélevé dans une lentille tourbeuse interstratifiée dans la tange et indique un léger retrait de la mer au début de l'Atlantique. L'échantillon de Châteauneuf, quant à lui, représente un ancien schorre et s'est mis en place postérieurement, donc au moment de la reprise du mouvement transgressif. La phase de stationnement, ou de légère régression, à - 13 m décelée dans la Rance se place ainsi dans le temps entre 7 500 années B.P., date moyenne du début de l'Atlantique, et 7 000 années B.P.

b - Au début du Subboréal, l'influence marine décroît progressivement dans la tange tourbeuse jusqu'à 5 500 avant l'actuel. Les Chénopodiacees se maintiennent mais les plantes aquatiques : *Myriophyllum*, *Nymphaea*, *Potamogeton*, *Sparganium* sont abondantes, indiquant l'installation de conditions lacustres.

Ce dépôt se trouve à 8,80 m sous le niveau des plus hautes mers. Il correspond tant du point de vue altitude que du point de vue floristique au dépôt tourbeux de la plage de Tréompan, dans le Léon ; confirmant l'altitude de 8,80 m atteinte par la mer vers 5 600 années B.P. (M.T. M o r z a d e c - K e r f o u r n, 1969).

Remarque. - De gros pollens de Graminées rencontrés dans ce niveau ont été attribués à des Céréales. L'examen du diagramme pollinique montre que cette assimilation est vraisemblablement incorrecte. En effet, la courbe de représentation de ces pollens de type Céréales est rigoureusement parallèle à celle des Chénopodiacees et d'*Artemisia* et réduite à la base du diagramme pollinique du sondage 12. Ceci s'ajoute au fait que la présence de Céréales dès le début du Subboréal est peu probable dans le Massif Armoricaïn, pour indiquer qu'il s'agit là de pollens d'*Elymus*, Graminées des dunes et des sables, dont le pollen est identique à celui des Graminées cultivées.

c - Pendant le Subboréal, la dépression de Châteauneuf est isolée du reste de la baie du Mont-Saint-Michel par un cordon dunaire. Une tourbière s'y installe à la fin de cette période et demeure en dehors de toute influence marine. C'est la seule véritable tourbière rencontrée dans cette étude des dépôts littoraux armoricains.

d - Au Subatlantique, l'évolution de la végétation arbustive et herbacée de ce marais a été cependant soumise aux fluctuations de la nappe phréatique, donc indirectement à celles du niveau marin.

Alnus et *Betula* appartiennent vraisemblablement au groupe végétal de bordure du marais, à la zone inondable. La dominance de l'une ou l'autre de ces essences est interprétée comme étant le reflet des variations de l'humidité ; *Alnus* s'adaptant mieux que *Betula* au milieu humide (N. P l a n c h a i s, 1971). Dans les tourbes

du littoral armoricain jamais *Betula* n'est présent avec des pourcentages polliniques aussi élevés. Mais cette essence est souvent liée aux tourbières ; elle est très abondante dans celle du centre de la Bretagne : Saint-Michel-de-Brasparts, Le Cloître-Saint-Thégonnec, Spézet (W. V a n Z e i s t, 1965), depuis la fin de l'Atlantique.

Le diagramme pollinique du sondage 12 fait apparaître très nettement deux phases dans l'évolution de la tourbière de Châteauneuf au Subatlantique ; la végétation herbacée témoignant de la même évolution qu'*Alnus* et *Betula*. La première phase se situe entre 3,45 et 2,20 m de profondeur, avec :

- extension de l'Aulnaie accompagnée de la présence de nombreuses plantes aquatiques et d'*Osmunda* ;
- recul d'*Alnus* au profit de *Betula* et de *Salix* , développement des Fougères (les spores de Fougères ayant perdu leur exosporum ne sont pas déterminables, même génériquement), puis des Cypéracées ;
- extension de *Betula* et occupation du marais par *Sphagnum* puis *Erica*. Au-dessus de 2,20 m de profondeur, une seconde phase se dessine, identique à la précédente, à la suite d'une augmentation de l'humidité due à un mauvais écoulement de l'eau à travers les cordons littoraux. Au cours de cette seconde phase, la croissance de *Salix* semble avoir été moins favorisée tandis que *Calluna* apparaît.

Au sommet les Graminées se développent ; ce sont elles qui actuellement colonisent, avec les Ericacées (*Erica* et *Calluna*), le marais de Châteauneuf.

Ces deux phases d'assèchement s'inscrivent aisément dans l'histoire du Subatlantique. La première est la conséquence de la régression au début du Subatlantique, pendant l'Age du Fer, bien mise en évidence dans le Léon ; la seconde correspond à l'aménagement du marais au cours de l'époque historique.

C - LE MARAIS BLANC, PRES DU MONT-DOL

La tourbe inférieure avait été rencontrée à l'Ouest du Mont-Dol, lors des sondages réalisés avant la construction de la voie ferrée Dol-Lamballe, en 1876, sous la direction de l'Ingénieur M a z e l l i e r. Les profils obtenus à cette époque avaient été publiés par P. L e b e s c o n t e (1898) et constituaient l'essentiel de notre documentation sur la stratigraphie flandrienne du marais de Dol. Dans cette zone, des Sillons larges de 600 à 900 m forment un léger relief à la surface du marais. En dehors du Grand Sillon et du Sillon de la Fresnais, plus ou moins parallèles à la côte actuelle, existent des Sillons plus étroits et plus courts, comme celui du Guioult entre Dol-de-Bretagne et le Mont-Dol, dont la direction est

en moyenne SE-NW. J.Y. Desdoigts (1971) considère que ce Sillon représente un ancien poulcier qui aurait barré l'estuaire du Guioult au Flandrien.

Les sondages ont été implantés près du cours du Guioult. Les sondages 7 et 10 sur le Sillon du Guioult, les sondages 1 et 8 à l'Ouest de ce Sillon et les sondages 6 et 9 à l'Est. Le point d'implantation 2 a été choisi plus en aval, en avant du Grand Sillon et du Sillon de la Fresnais.

Le thalweg du Guioult qui entaille la falaise fossile au SE de Dol-de-Bretagne, se poursuit sous le marais actuel en direction SE-NW (sondages 7, 10, 9). Il se situe à 15 m sous la surface actuelle près de la falaise fossile (sondage 7), à 19 m près du Mont-Dol (sondage 9) et au-dessous de 20 m entre le Sillon actuel et le Sillon de la Fresnais (sondage 2). Ce tracé du thalweg correspond à celui du cours actuel du Guioult.

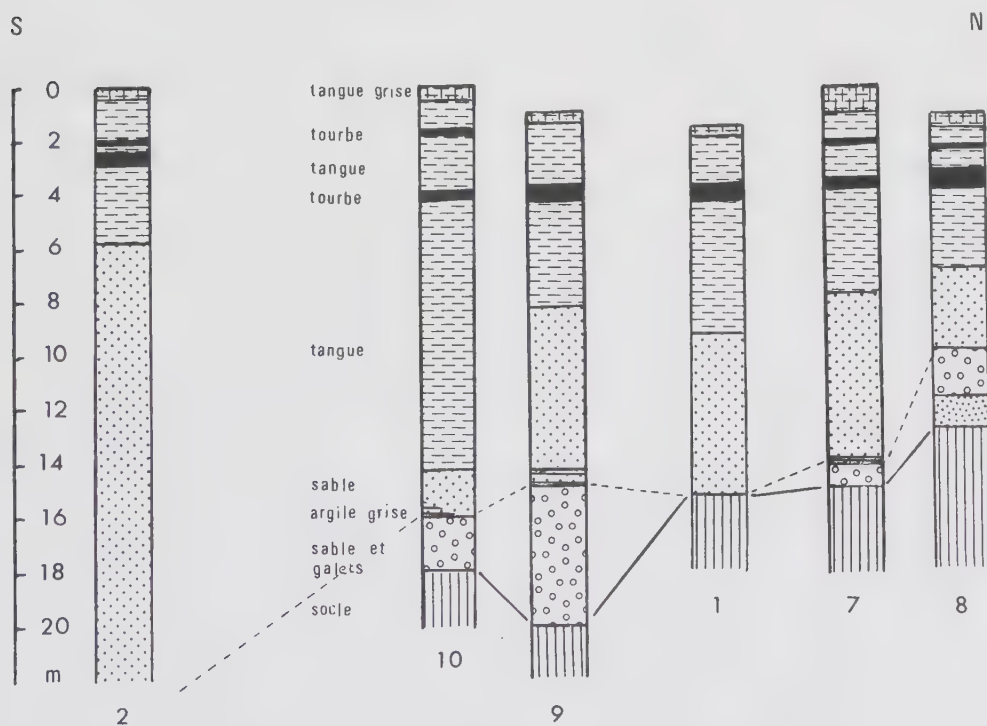


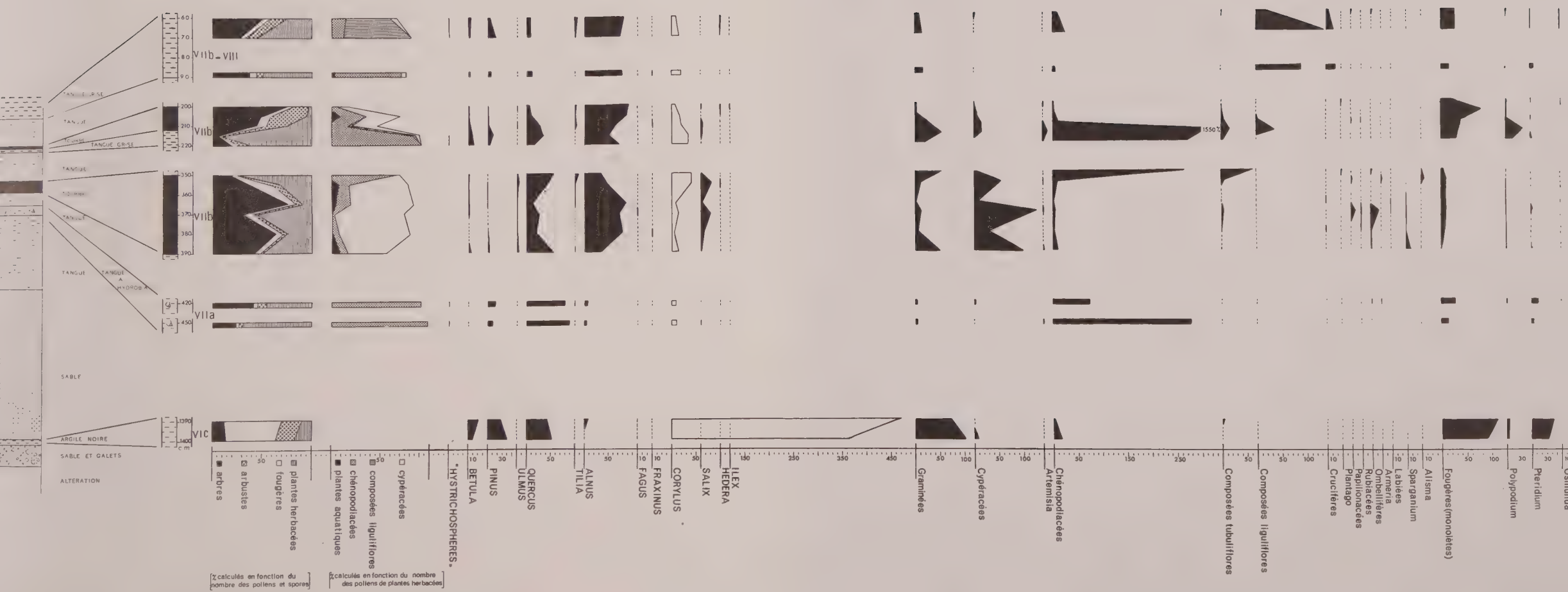
Fig. 64. - Sondages dans le Marais Blanc, direction N-S.

	Sondage 7 E La Blanchardière + 4 m N.G.F.	Sondage 10 W Mont-Dol + 4 m N.G.F.	Sondage 8 SW La Bégaudière + 3 m N.G.F.	Sondage 1 SW La Blanchardière + 2,3 m N.G.F.	Sondage 9 S Mont-Dol + 3 m N.G.F.	Sondage 2 N Mont-Dol + 4 m N.G.F.
Tangue grise	0 à 0,90 m	0 à 0,60 m	0 à 0,50 m	0 à 0,50 m	0 à 0,40 m	0 à 0,50 m
Tangue	0,90 à 2,00 m	0,60 à 1,75 m	0,50 à 1,10 m			0,50 à 2,20 m
Tourbe	2,00 à 2,20 m	1,75 à 1,85 m	1,10 à 1,20 m			2,20 à 2,30 m
Tangue	2,20 à 3,50 m	1,85 à 4,00 m	1,20 à 2,00 m	0,50 à 2,25 m	0,40 à 2,60 m	2,30 à 2,50 m
Tourbe	3,50 à 3,90 m	4,00 à 4,20 m	2,00 à 2,75 m	2,25 à 2,85 m	2,60 à 3,20 m	2,50 à 2,90 m
Tangue Inférieure	Tangue	3,90 à 4,20 m	2,75 à 5,80 m	2,85 à 5,40 m	3,20 à 6,50 m	2,90 à 5,80 m
	Tangue à <i>Hydrobia</i>	4,20 à 4,50 m		5,40 à 5,50 m	6,50 à 6,60 m	
	Tangue	5,50 à 7,80 m		5,50 à 7,80 m	6,60 à 7,20 m	
Sable marin	7,80 à 13,90 m	14,50 à 16,00 m (+ galets d'argile)	5,80 à 8,80 m	7,80 à 13,80 m	7,20 à 13,20 m	5,80 à 20,00 m
Argile noire	13,90 à 14,10 m				13,20 à 19,00 m	
Sables et galets fluviaux	14,10 à 15,00 m	16,00 à 18,00 m	8,80 à 10,60 m		13,80 à 19,00 m	
Limon ocre			10,60 à 11,75 m			
Socle altéré	à partir de 15 m	à partir de 18 m	à partir de 11,75 m	à partir de 13,80 m	à partir de 19 m	

Tableau XIII. - Sondages dans le Marais Blanc près du Mont-Dol.

MARAIS DE DOL DE BRETAGNE

SONDAGE 7 - E. de la Blanchardière, LE MONT - DOL (ille et vilaine)





MARAIS DE DOL DE BRETAGNE

SONDAGE 10 - W du MONT_DOL, LE MONT_DOL (ille et vilaine)

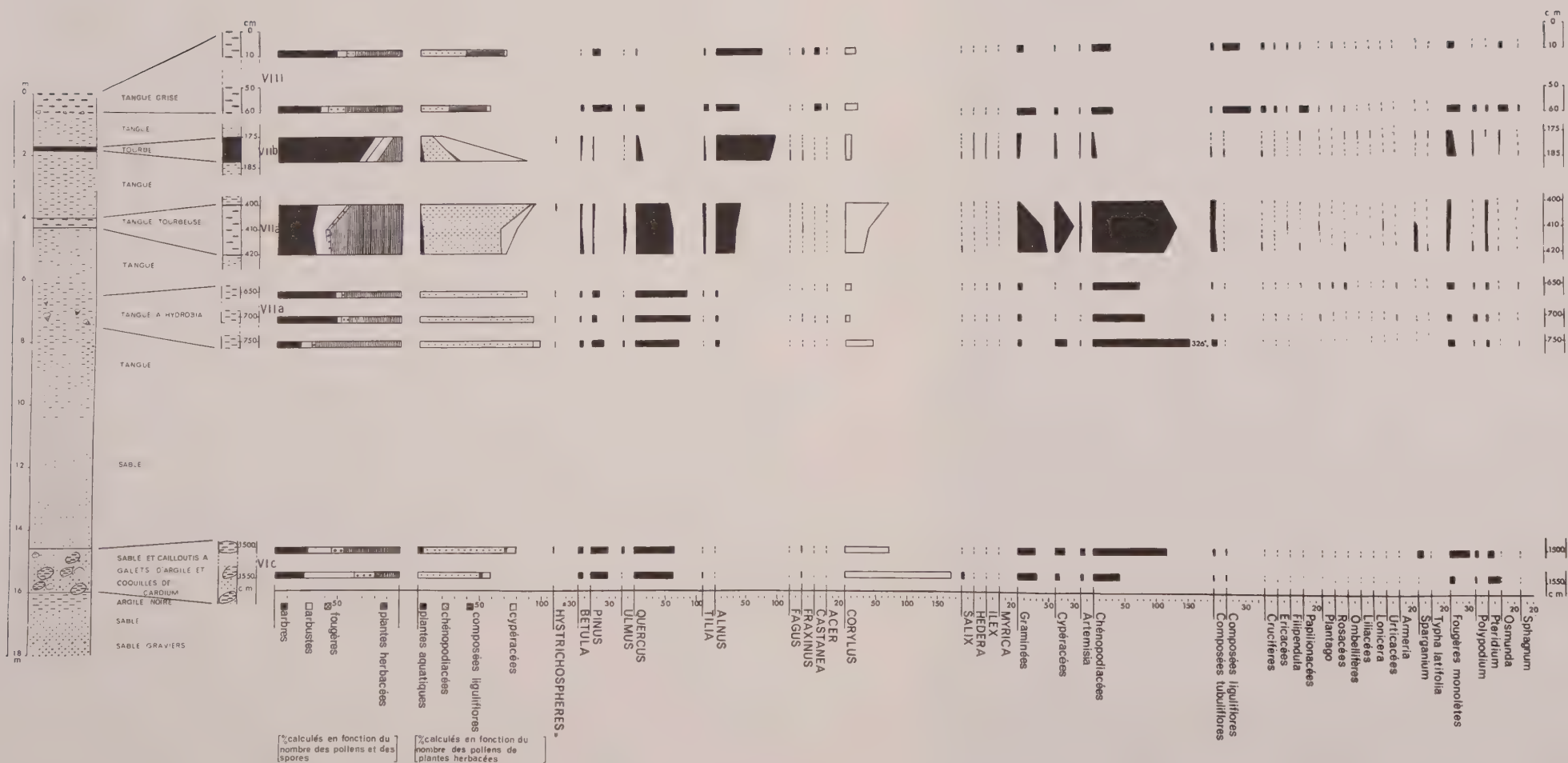


Fig. 66. - Diagramme pollinique du sondage 10.

MARAIS DE DOL DE BRETAGNE

SONDAGE 9 _ S. du MONT_DOL, LE MONT_DOL (Ille et vilaine)

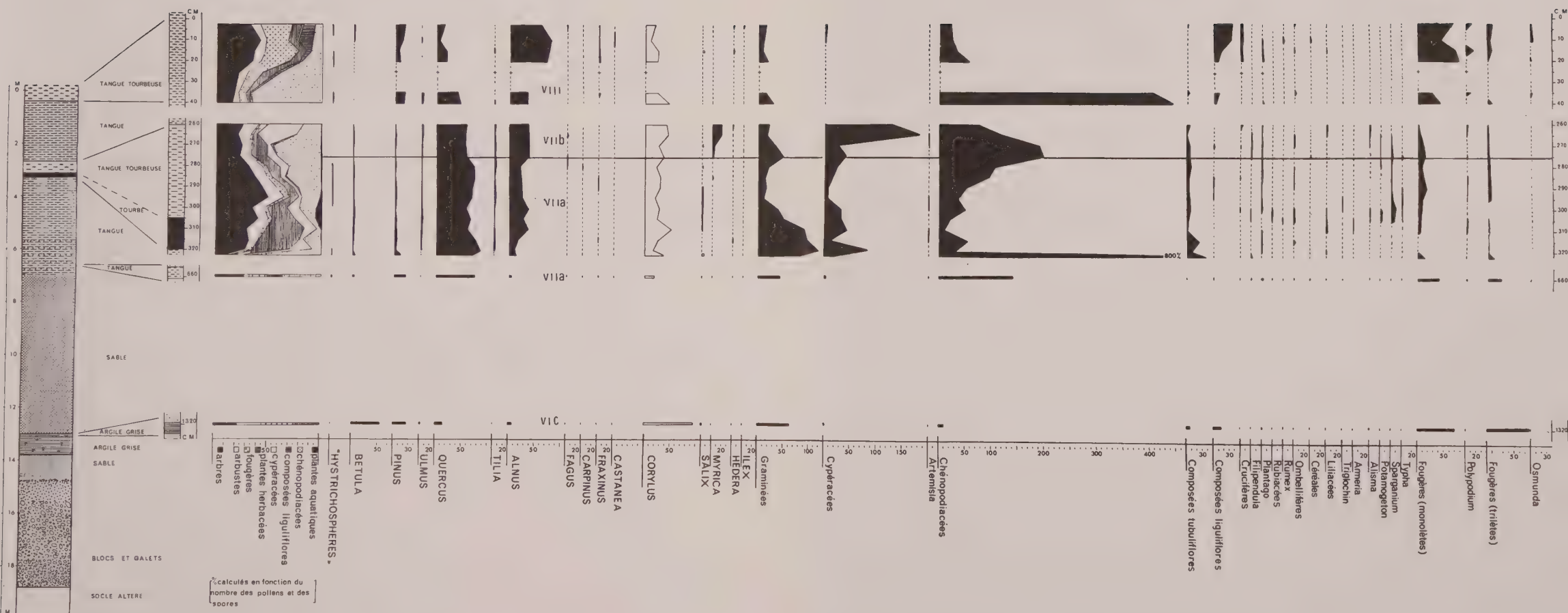


Fig. 67. - Diagramme pollinique du sondage 9.

MARAIS DE DOL DE BRETAGNE

SONDAGE 1 - S.W. de la Blanchardière, LE MONT-DOL (ille et vilaine)

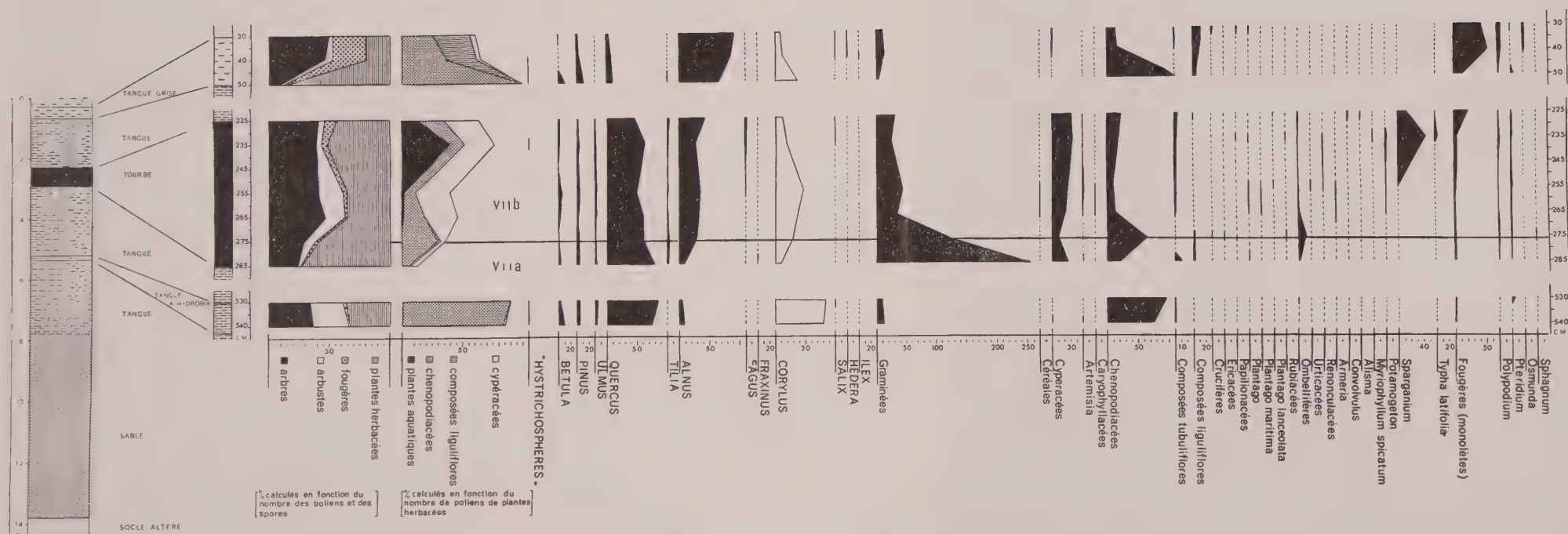


Fig. 68. - Diagramme pollinique du sondage 1.

MARAIS DE DOL DE BRETAGNE

SONDAGE 8 - S.W. de LA BEGAUDIERE , LE MONT_DOL (ille et vilaine)

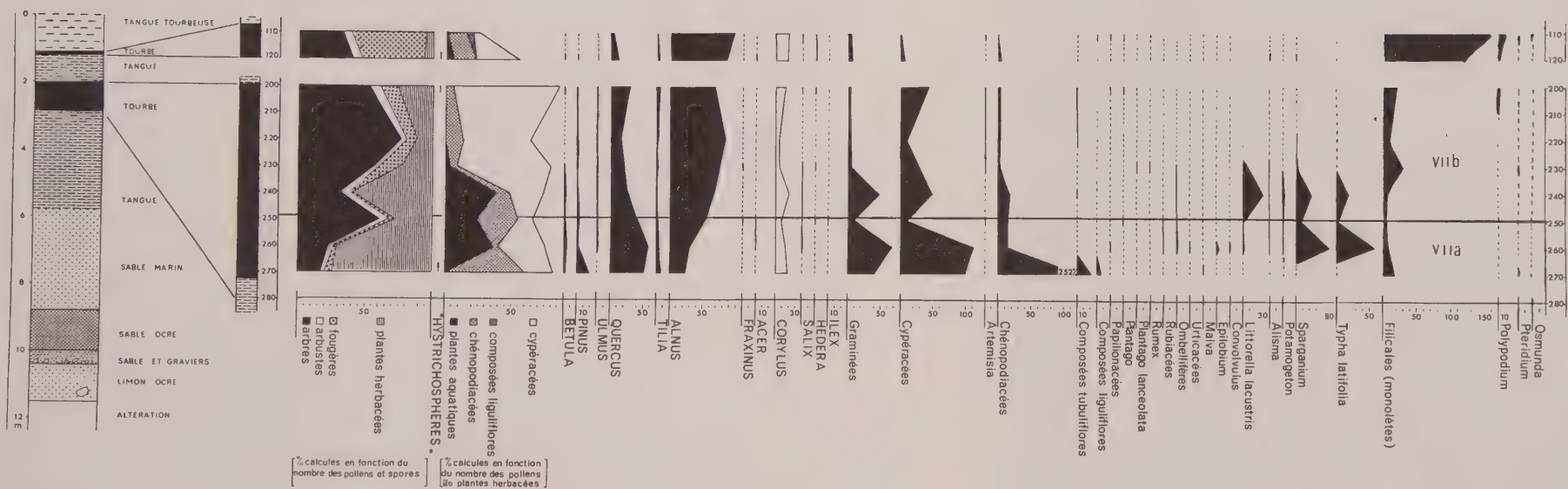


Fig. 69. - Diagramme pollinique du sondage 8.

MARAIS DE DOL DE BRETAGNE

SONDAGE 2 - La Blanchardière, LE MONT DOL (ille et vilaine)

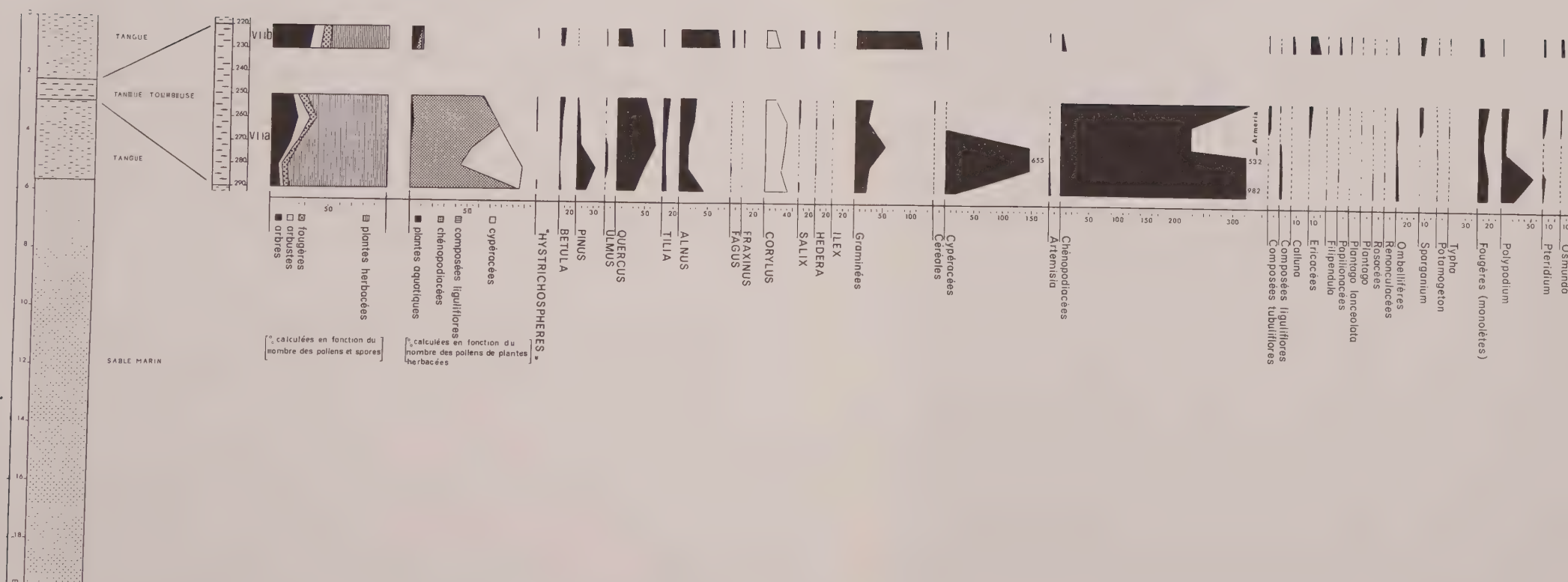


Fig. 70. - Diagramme pollinique du sondage 2.

Sous le marais, le socle constitué de schistes briovériens est très altéré. Au-dessus la série stratigraphique quaternaire la plus complète se situe au niveau du ruisseau du Guioult (fig. 64, tableau XIII).

Les dépôts périglaciaires weichseliens sont formés de coulées limoneuses emballant des blocs et des cailloutis. Ils se sont maintenus surtout au Sud (sondage 8), au pied de la falaise fossile, où ils étaient les plus épais.

Les dépôts fluviatiles du marais de Dol sont constitués par des galets et des graviers passant progressivement à des sables. Ils sont très importants dans l'ancien thalweg du Guioult (sondages 7, 9, 10). Mais il peut en exister quelques lambeaux épars au-dessus des coulées de solifluxion en dehors des vallées (sondage 8). Le remblaiement flandrien est constitué par une alternance de tange et de dépôt tourbeux (fig. 64).

1° - L'argile noire de base

Le niveau d'argile noire interstratifié entre les sables fluviatiles et les sables marins correspond à la tourbe inférieure déjà signalée à la base des formations flandriennes dans le marais de Dol par P. L e b e s c o n t e (1898), C. D u b o i s (1929).

L'argile noire est présente dans la vallée du Guioult (sondages 7, 9) ; elle est parfois reprise sous forme de galets à la base des formations marines supérieures (sondage 10). Ces galets sont analogues à ceux qui se forment actuellement à partir de la tange au moment du démantèlement du schorre.

a - Datation pollinique (fig. 65 à 67)

L'abondance de *Corylus*, le taux élevé de pollens de *Pinus* et la faible représentation d'*Alnus* permettent d'attribuer un âge Boréal terminal (zone VIc de H. G o d w i n) à l'ensemble de cette formation argileuse.

b - Datation radiocarbone

Sondage 7, Gif 2 188 = 8 200 $\pm$ 150 années

Sondage 10, Gif 952 = 9 800 $\pm$ 230 années

Sondage 9, Gif 941 = 6 200 $\pm$ 150 années

Le résultat obtenu pour le sondage 7 est en accord avec la datation pollinique. L'âge radiocarbone de l'échantillon du sondage 10 qui correspond au Préboréal, est incompatible avec le contenu pollinique des deux galets analysés (fig. 67). Toutefois ce matériel n'est pas en place et des galets de boue tardiglaciaire (cf. sondage 11) ont pu s'adjoindre aux galets du Boréal.

c - Conditions de dépôt

L'abondance des spores de Fougères tant monolètes que trilètes (sondages 7, 9) indique que localement le couvert végétal était clairsemé. La sédimentation s'effectuait sensiblement au niveau des plus hautes mers. Le cortège des plantes herbacées : Graminées, Chénopodiacées, Composées possèdent les caractères d'une végétation sublittorale. Des kystes de Dinoflagellés sont présents dans les galets d'argile. Le dépôt argileux noir se trouve à 10 m (sondage 7) et à 10,20 m (sondage 9) sous le niveau N.G.F. A la fin du Boréal, le niveau des plus hautes mers se trouvait donc à 17,50 m environ au-dessous de son niveau actuel.

2° - Le sable marin et la tange inférieure

Les sédiments marins, formés de sable à la base puis de tange, sont très épais : 10 m à la Blanchardière (sondage 7), 11,80 m plus au Nord près du Mont-Dol (sondage 9). Sur toute la surface du marais en arrière du Grand Sillon, dans la tange, apparaît un niveau très riche en coquilles d'*Hydrobia*. La tange à Hydrobies représente un faciès plus littoral ; elle correspond à la zone colonisée par les Halophytes : le schorre et la haute slikke.

Alors que les pollens sont très rares dans les tangues du marais de Dol, en dehors de quelques pollens de Chénopodiacées et de *Pinus*, ils sont très abondants dans la tange à *Hydrobia*. Dans cet ancien schorre, les Chénopodiacées constituent, avec près de 90 % du total des pollens d'Herbacées, l'élément le plus important de la végétation ; s'y ajoute cependant quelques Graminées et Composées tubuliflores de type *Aster* et localement des Fougères (sondage 9).

a - Datation pollinique (fig. 65 à 68)

Les témoins de la végétation arbustive, contenus dans la tange à *Hydrobia*, présentent un caractère atlantique très net (zone VIIa) : dominance de *Quercus*, égale représentation de *Pinus*, *Alnus*, *Corylus*, présence d'*Ulmus* et de *Tilia*. Les pollens de *Pinus* sont abondants mais ceci est certainement une conséquence du mode de sédimentation des pollens dans la tange.

b - Conditions de dépôt

A la tange à Hydrobies succède une tange fine, pauvre en pollens et dépourvue de coquilles de Gastéropodes saumâtres. Il y a donc eu au début de l'Atlantique une légère régression du niveau marin qui a permis l'établissement d'un schorre au-dessus de la slikke primitive ; le retour à la slikke témoigne de la remontée du niveau marin.

Il faut rapprocher cette manifestation d'une phase régressive atlantique dans le golfe normanno-breton de la présence, dans la vallée de la Rance, d'une lentille tourbeuse interstratifiée dans les sables marins et datée de la même période (cf. p. 111). Dans la vallée de la Rance, l'altitude du stationnement marin se situait vers 13 m sous le niveau des plus hautes mers actuelles. Dans le marais de Dol, la tange à *Hydrobia* se trouve entre 10 et 7 m sous le niveau des plus hautes mers actuelles. Ce type de dépôt correspond à la sédimentation au niveau de la zone des Halophytes ; or, dans la baie du Mont-Saint-Michel, cette zone s'étend actuellement jusqu'au niveau des pleines mers de coefficient 65 (F. V e r g e r, 1968, p. 313), soit 4 m environ au-dessous des hautes mers de vives eaux. Il est donc très difficile de situer avec précision la phase régressive observée ici, tant dans le temps qu'en altitude. Retenons qu'elle date du début de l'Atlantique (zone VIIa) et que le niveau de la mer se trouvait à plus de 12 m au-dessous de son niveau actuel.

3° - Le premier niveau tourbeux

En arrière du Sillon actuel, une première lentille tourbeuse est interstratifiée dans la tange à l'altitude du niveau moyen des marées, entre - 0,50 et + 0,40 m N.G.F. Son épaisseur est très variable : 20 cm près du Guioult, 60 à 70 cm à l'Ouest de ce ruisseau.

a - Datation pollinique (fig. 65 à 70)

La végétation conservée dans ce niveau tourbeux présente les variations caractéristiques du passage de la période atlantique (zone VIIa) à la période subboréale (zone VIIb). *Quercus* décroît au profit d'*Alnus*, la représentation d'*Ulmus* et de *Tilia* devient très irrégulière et quelques pollens de *Fagus* apparaissent.

Le comportement d'*Ulmus* et de *Tilia* demeure toujours très imprécis et seule la valeur du rapport *Alnus-Quercus* permet de définir une coupure entre ces deux périodes. C'est à l'Ouest du Guioult (sondages 1 et 8) où la tourbe est la plus épaisse que s'observe nettement le passage de l'Atlantique au Subboréal, tandis que près du Guioult, la tourbe peut dater tantôt de l'Atlantique (sondage 10), tantôt du Subboréal (sondage 7).

b - Datation radiocarbone

Plusieurs essais de datation absolue ont été tentés pour ce niveau.

- Tourbe à l'Ouest du Guioult

Sondage 1, base , Gif 944 = 5 000 $\pm$ 150 années

sommet, Gif 943 = 5 200 $\pm$ 150 années

Sondage 8, base , Gif 948 = 5 450 $\pm$ 150 années

sommet, Gif 947 = 5 450 $\pm$ 150 années.

- Tourbe près du Guioult

Sondage 7, Gif 2 187 = 5 400 $\pm$ 120 années

Sondage 9, base , 3,20 m, Gif 937 = 4 250 $\pm$ 140 années

2,80 m, Gif 936 = 4 480 $\pm$ 140 années

sommet, 2,60 m, Gif 935 = 4 360 $\pm$ 140 années

vérification des 3 dates précédentes : 3,10 m, Gif 1 835 = 5 850 $\pm$ 150 années.

Sondage 10, Gif 951 = 6 750 $\pm$ 170 années

Sondage 2, Gif 1 879 = 4 400 $\pm$ 140 années.

L'association pollinique donnant à cette lentille tourbeuse un âge fin Atlantique - début Subboréal, seules les dates radiocarbone comprises entre 5 850 et 5 200 années peuvent être prises en considération.

c - Conditions de dépôt

Le passage de la tange à la tourbe semble s'effectuer sans transition mais l'examen du contenu pollinique montre qu'un schorre s'est intercalé entre la slikke (tange) et le marais (tourbe). La base de la tourbe (sondages 1, 8, 9) renferme en effet de très forts pourcentages de pollens de Chénopodiacées et un nombre important de pollens de Graminées et de Composées tubuliflores de type *Aster* qui avec la présence de kystes de Dinoflagellés caractérisent le schorre. Au début du Subboréal, un régime plus lacustre s'installe dans le fond de la baie du Mont-Saint-Michel. Les plantes aquatiques sont abondantes, les Cypéracées se développent (sondages 1, 7, 8, 9) tandis que les Chénopodiacées régressent et les Dinoflagellés disparaissent. Toutefois près du Guioult (sondages 2, 10) il n'y a pas eu formation de tourbe et seul le stade de pré-salé à Chénopodiacées a été atteint. L'épisode tourbeux a été bref. L'ensemble des caractères halophiles apparaissent de nouveau au sommet de la lentille (sondages 9, 7) le long du Guioult. Mais à l'Ouest du Guioult (sondages 8, 1) on n'observe pas de modification importante dans le cortège des herbacées ; la végétation demeure lacustre et seuls quelques kystes de Dinoflagellés apparaissent.

L'établissement d'un tel marais à Cypéracées et Graminées a vraisemblablement nécessité un léger retrait de la mer. A cause du tassement de la tange, il est très difficile d'apprécier l'altitude de cette lentille au moment de son dépôt. Le niveau des plus hautes mers se trouvait au-dessous du niveau moyen des marées actuelles.

4° - La seconde lentille tourbeuse

La seconde lentille tourbeuse interstratifiée dans la tange, entre 2,15 et 1,80 m d'altitude, est moins importante que la précédente. Son épaisseur est plus faible et elle n'existe qu'au niveau du chenal du Guioult (sondages 7, 8, 10, 2).

a - Datation pollinique (fig. 65, 67, 69, 70)

La végétation contenue dans cette lentille conserve un caractère subboréal comparable à celui du sommet de la lentille précédente : abondance d'*Alnus*, faible représentation de *Quercus*, présence constante de *Tilia* mais sporadique de *Fagus*.

b - Datation radiocarbone

Sondage 7, Gif 2 189 = 3 860 $\pm$ 110 années

Sondage 8, Gif 2 189 = 3 450 $\pm$ 100 années

Sondage 10, Gif 950 = 3 900 $\pm$ 140 années.

Ces datations confirment donc l'âge Subboréal de cette lentille tourbeuse.

c - Condition de dépôt

Comme à la fin de l'Atlantique, un schorre à Chénopodiacées, Graminées et Composées s'installe sur la slikke (sondage 7), puis évolue vers un pré-salé à Graminées, Cypéracées (sondages 7, 8, 10, 2). La présence de kystes de Dinoflagellés témoigne du maintien des conditions saumâtres pendant le dépôt de cette tange tourbeuse.

5° - La tange supérieure

De la tange recouvre cette seconde lentille tourbeuse. Elle passe progressivement près de la surface à une tange tourbeuse. Celle-ci est souvent dépourvue de pollens ; elle a été certainement remaniée et peut correspondre à plusieurs niveaux stratigraphiques.

a - Datation pollinique (fig. 65 à 70)

La dominance d'*Alnus* et la présence de *Tilia* dans le sondage 7 la dateraient du Subboréal, tandis que la représentation élevée de *Pinus*, la présence de *Castanea* et l'absence de *Tilia* dans les sondages 1, 9, 10, indiqueraient un âge plus récent, Subatlantique (zone VIII).

b - Datation radiocarbone

Sondage 7, Gif 2 185 = 3 000 $\pm$ 100 années

Sondage 10, Gif 2 184 = 2 390 $\pm$ 100 années

Sondage 9, Gif 931 = 360 $\pm$ 90 années.

Près de la surface, les risques de contamination sont très importants et la date fournie pour le sondage 9 est vraisemblablement trop récente.

c - Conditions de dépôt

Le dépôt de la tange supérieure correspond à une période d'assèchement. Elle renferme en effet des témoins d'une végétation caractéristique des sables littoraux fixés : abondance des Composées de type liguliflores, des Graminées, des Crucifères. L'assèchement du marais a pu débuter à la fin du Subboréal, vers 3 000 avant l'actuel (sondage 7), et s'être poursuivie jusqu'à l'époque actuelle. Il semble qu'il n'y ait pas eu d'incursion marine dans cette partie du marais au-delà du Subboréal.

En résumé,

dans le marais blanc cinq tendances régressives apparaissent au cours de la sédimentation flandrienne :

- à la fin du Boréal, vers 8 200 B.P.,
- au début de l'Atlantique,
- à la fin de l'Atlantique - début du Subboréal, entre 5 800 et 5 200 B.P.,
- au cours du Subboréal vers 3 900 B.P.,
- au Subatlantique, à partir de 3 000 B.P.

D - CONCLUSION

1° - Evolution de la flore aux environs du marais de Dol

L'évolution de la végétation arbustive dans la région de Dol-de-Bretagne est quelque peu différente de celle observée dans la partie occidentale du Massif Armoricaïn. Son originalité est constituée par une meilleure représentation de *Tilia* et par la présence de *Fagus* dès le début du Subboréal.

BOREAL, zone VIc, datée de 8 200 années B.P.

Corylus est l'élément arbustif le plus caractéristique de cette période. Par ailleurs, la végétation arbustive est dominée par *Quercus* et *Pinus* ; la représentation de *Betula* est très irrégulière et son taux pollinique peut atteindre localement 50 % du total des pollens d'arbres (*Corylus* étant exclu de cette somme). *Ulmus* et *Alnus* sont présents mais apparaissent de façon sporadique. La végétation herbacée

présente un caractère sublittoral ; les Graminées, Chénopodiacées et Composées tubuliflores constituant les éléments les plus importants de cette végétation.

ATLANTIQUE, zone VIIa, entre 7 050 et 5 600 années B.P.

Au début de l'Atlantique, *Betula*, *Pinus* et *Corylus* régressent au profit de la Chênaie. L'extension d'*Alnus* est peu importante, elle ne se fait qu'après 6 000 avant l'actuel, peu avant la limite Atlantique - Subboréal qui se situe vers 5 600 années avant l'actuel. *Tilia* et *Ulmus* sont régulièrement représentés avec des pourcentages polliniques de l'ordre de 5. A l'Atlantique, dans l'ensemble du marais, la végétation herbacée est halophile, dominée par les Chénopodiacées.

SUBBOREAL, zone VIIb, de 5 600 à 3 000 années B.P.

La régression de *Tilia* et d'*Ulmus* est à peine sensible à la fin de l'Atlantique. Mais *Alnus* s'étend très largement aux dépens de *Quercus* et *Fagus* apparaît, dès le début de cette zone. La représentation pollinique de *Corylus* est faible, inférieure à 30 pour 100 pollens d'arbres comptés. Au Subboréal, s'individualisent deux secteurs botaniques bien distincts ; dans les vallées et dans la partie occidentale "golfe" de Châteauneuf se développe un marais lacustre tandis que des marais saumâtres s'installent par ailleurs.

SUBATLANTIQUE, zone VIII, après 3 000 B.P.

La végétation subatlantique est peu représentée dans le marais de Dol ; elle se caractérise essentiellement par la disparition presque complète de *Tilia*, la régression de l'Aulnaie et de *Fagus* et plus tardivement le développement de *Pinus* et la présence de *Castanea*.

La végétation herbacée, en particulier l'extension des Composées tubuliflores, témoigne de l'assèchement du marais.

2° - Evolution du marais de Dol-de-Bretagne

- A la fin du Weichselien, le fond de la baie du Mont-Saint-Michel apparaît comme une zone plate, descendant en pente douce vers le Nord, recouverte de dépôts fluviatiles et périglaciaires. Cette zone est dominée au Sud par un abrupt de 20 à 30 m d'altitude qui est interprétée comme une falaise fossile.

Les dépôts périglaciaires constitués de coulées limoneuses se sont maintenus, surtout au Sud, au pied de la falaise fossile (sondage 8). Les dépôts fluviatiles sont importants dans les anciens thalwegs ; mais ils existent parfois au-dessus des coulées de solifluxion en dehors des vallées. Une part importante de ces formations fluviatiles s'est donc mise en place au cours du Tardiglaciaire. Dans la vallée du Biez Jean (sondage 11), cette sédimentation weichselienne se termine par une

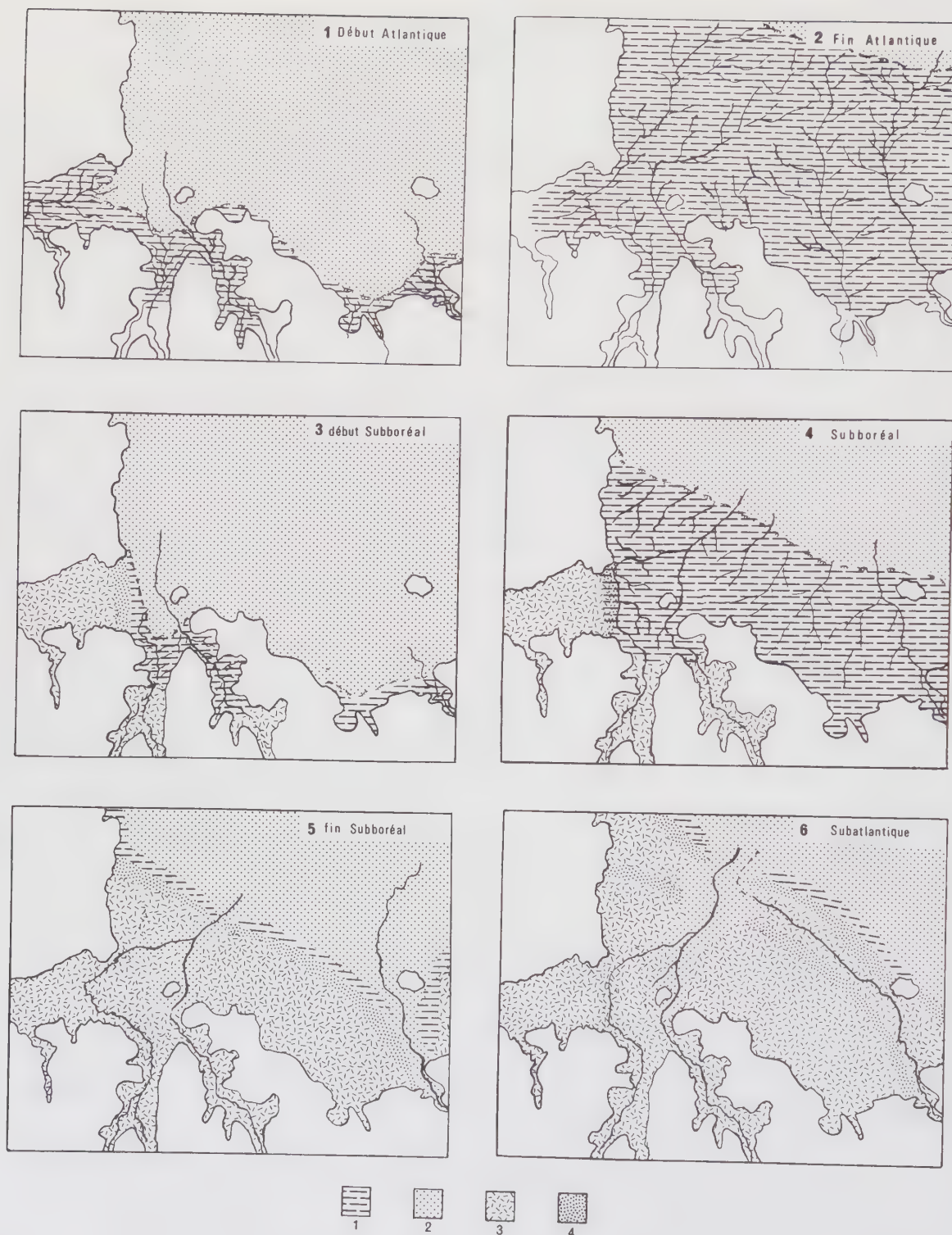


Fig. 71. - Essai de reconstitution de l'évolution flandrienne du marais de Dol-de-Bretagne.
 1 - schorre et pré-salé ; 2 - sable et tange ; 3 - marais tourbeux ; 4 - cordon littoral

boue organique limoneuse, au début du Dryas récent.

- Au Flandrien, la transgression s'est avancée dans la baie du Mont-Saint-Michel sur une surface relativement régulière.

a - A la fin du Boréal, alors que la mer est proche de la ligne de rivage actuelle, le mauvais drainage a provoqué, dans les vallées, la formation de marécages légèrement saumâtres où s'effectue une sédimentation fine, plus ou moins argileuse (sondages 7, 9, 10). Il n'y a pas eu formation de tourbe au début du Flandrien dans le marais de Dol. Cependant, l'argile grise, datée de la fin du Boréal, est équivalente, dans son mode de formation même, à la tourbe inférieure = Lower Peat des Pays-Bas.

b - Au début de la période atlantique, le fond de la baie du Mont-Saint-Michel se trouve dans la zone intertidale ; des sables et des tangues se déposent jusqu'au pied de la falaise fossile.

A partir de l'Atlantique, la vitesse de remontée du niveau marin faiblit, le fond de la baie du Mont-Saint-Michel fait partie tantôt du domaine maritime, tantôt du domaine sublittoral. Il est évident que la formation des niveaux tourbeux peut être expliquée, soit par une montée irrégulière de la mer, soit par la construction et le déplacement de cordons littoraux. Ces deux phénomènes sont intervenus dans la baie, car l'un ou l'autre, pris isolément, ne peut expliquer de façon satisfaisante l'évolution du marais. La première manifestation de mobilité de la ligne de rivage se situe vers le milieu de l'Atlantique et se traduit par l'installation d'un schorre sur une grande partie de l'actuel marais de Dol. Cet épisode est de courte durée ; puis la tange recouvre le schorre.

A l'extrême fin de l'Atlantique, entre 5 600 - 5 400 B.P., les pré-salés et les marécages s'étendent de la falaise fossile à l'actuel cordon littoral. La fin de l'influence marine dans le marais de Châteauneuf est datée de 5 500 B.P. Puis ces marais sont envahis par la mer et la tange succède brusquement à la tourbe.

c - Au Subboréal, lors de la remontée marine, se forme à l'E de Châteauneuf, suivant le méridien de Saint-Guinoux, un cordon littoral qui isole le marais de Châteauneuf du domaine maritime. Ce cordon n'a pas été reconnu par J.Y. Desdoigts (1970) dans la topographie actuelle. Il se situerait à l'W du cours du Biez Jean. Dans l'estuaire de ce ruisseau, la marée remontait jusqu'à Vildé-Bidon, entre 4 800 et 4 400 avant l'actuel.

De 3 900-3 600 avant nous, de nouveau, la végétation halophile colonise le fond de la baie. Elle s'étend moins loin vers le Nord car dans le sondage 2, implanté entre le Sillon de la Fresnais et le cordon actuel, ce niveau tourbeux n'existe pas.

c - *Au Subatlantique*, au moment de la remontée marine qui suit, en avant du front de mer, se constitue un cordon littoral. Il correspond à la crête qui apparaît dans la topographie actuelle entre Saint-Guinoux et Launay, en passant au Sud du Mont-Dol et qui est appelée dans la région le Grand Sillon. Ce cordon isole au N-NW un marais qui par la suite ne sera plus envahi par la mer : la Grande Bruère et le marais de Pont-Labat ; en avant la tange se dépose. Le cordon est cependant interrompu par les estuaires du Guioult et du Biez Jean. Dans l'estuaire du Guioult, le dépôt de tange atteint 1 m d'épaisseur. Ultérieurement, par suite du tassement différentiel de la tourbe et de la tange, ce niveau de tange va contribuer au maintien des anciens estuaires au-dessus du niveau moyen du marais. Comme le pensait F. V e r g e r (cf. p. 405, 1968), les deux crêtes transversales de Lillemer et de Dol correspondent bien chacune aux estuaires des rivières descendant du plateau.

Toutefois, après la formation de ce cordon littoral, l'évolution du marais de Dol n'est pas terminée. Vers 3 000 avant l'actuel, sans qu'il y ait eu régression apparente, l'estuaire du Guioult est lui-même barré par un cordon sableux ; la sédimentation y devient plus tourbeuse et l'apport pollinique herbacé est essentiellement fourni par les plantes de dunes. Il semble que l'obstruction de l'estuaire du Guioult à cette époque, peu avant 3 000 B.P., soit due à la formation du cordon de la Fresnais ; aucun niveau tourbeux n'est conservé en avant. Le Biez Jean semble avoir eu un débit suffisant pour maintenir un estuaire au travers du cordon de la Fresnais car dans le sondage 5, à l'W de Lillemer, il n'apparaît pas de dépôt tourbeux superficiel.

L'âge de la formation du cordon actuel est difficile à préciser ; le marais ayant été drainé, la tourbe ne s'est pas formée en arrière du cordon ; seule la tange supérieure a été remaniée. Le cordon littoral actuel s'est constitué, selon toute vraisemblance au début de notre ère, au cours de la période qui a succédé à la régression de l'Age du Fer.

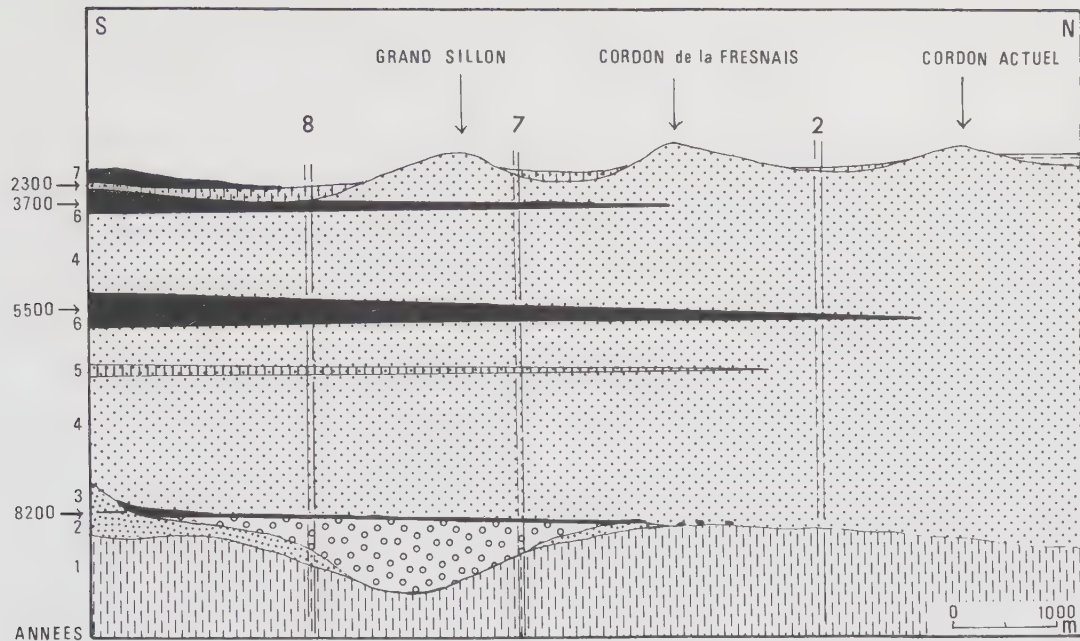
3° - Variation du niveau marin dans la baie du Mont-Saint-Michel

L'évolution du marais fait apparaître, notamment depuis le milieu de la période atlantique, une certaine mobilité de la ligne de rivage dans la baie du Mont-Saint-Michel. Ces modifications semblent pouvoir être reliées à des oscillations du niveau marin ; l'analogie existant entre l'évolution du marais de Dol et celle des marais maritimes hollandais (L.J. P o n s, S. J e l g e r s m a, A.J. W i g g e r s et J.D. d e J o n g, 1963) ne peut que renforcer cette opinion.

Tous les niveaux riches en matière organique, rencontrés par sondage dans le marais de Dol, ont été datés par la méthode du radiocarbone, au laboratoire de

N° du sondage	Altitude du dépôt en m		Date C 14 (Gif-sur-Yvette)				Nature du dépôt	Zone pollinique	Caractères de la végétation
	par rapport à la surface	par rapport au N.G.F.	1ère analyse		2ème analyse				
			N°	Age	N°	Age			
S 11 à + 6 m N.G.F.	7,95 6,10 4,20 2,00 1,20	- 1,95 - 0,10 + 1,80 + 4,00 + 4,80	954 953 958 957	11 600+650 4 800+140 3 100+110 3 100+110	1836 1835 	10 950+230 4 400+140 	eau douce + saumâtre fin saumâtre eau douce eau douce	III VIIb VIIb VIIb-VIII VIIb-VIII	<i>Pinus</i> dominant, <i>Betula</i> , <i>Corylus</i> , <i>Juniperus</i> . <i>Alnus</i> dominant, <i>Quercus</i> , <i>Tilia</i> , <i>Ulmus</i> . <i>Alnus</i> dominant, <i>Quercus</i> , <i>Tilia</i> . <i>Alnus</i> dominant, <i>Quercus</i> , <i>Fagus</i> . <i>Alnus</i> dominant, <i>Quercus</i> , <i>Tilia</i> , <i>Fagus</i> .
S 12 à + 2,2 m N.G.F.	4,50 3,90 3,50	- 2,30 - 1,70 - 1,30	955	5 600+150	1838 1837	7 050+170 5 500+150	saumâtre saumâtre fin saumâtre	VIIa VIIa-VIIb VIIb	<i>Quercus</i> dominant, <i>Alnus</i> , <i>Ulmus</i> , <i>Tilia</i> . <i>Quercus</i> = <i>Alnus</i> , <i>Ulmus</i> , <i>Tilia</i> . <i>Quercus</i> = <i>Alnus</i> , <i>Ulmus</i> , <i>Tilia</i> (<i>Fagus</i>).
S 7 à + 4 m N.G.F.	14,00 3,50 2,00 0,80	-10,00 - 0,50 + 2,00 + 3,20			2188 2187 2186 2185	8 200+150 5 400+120 3 860+110 3 000+100	eau douce eau douce + saumâtre + saumâtre	VIc VIIb VIIb fin VIIb	<i>Corylus</i> , <i>Quercus</i> dominants, <i>Pinus</i> . <i>Alnus</i> dominant, <i>Quercus</i> , <i>Ulmus</i> , <i>Tilia</i> (<i>Fagus</i>). <i>Alnus</i> dominant, <i>Quercus</i> , <i>Tilia</i> . <i>Alnus</i> dominant, <i>Pinus</i> , <i>Quercus</i> , <i>Tilia</i> .
S 10 à + 4 m N.G.F.	16,00 4,20 1,85	-12,00 - 0,20 + 2,15	952 951 950	9 800+230 6 750+170 3 900+140			saumâtre saumâtre saumâtre	VIc fin VIIa VIIb	<i>Corylus</i> , <i>Quercus</i> dominants, <i>Pinus</i> . <i>Quercus</i> dominant, <i>Alnus</i> , <i>Ulmus</i> , <i>Tilia</i> . <i>Alnus</i> dominant, <i>Quercus</i> , <i>Tilia</i> (<i>Fagus</i>).
S 8 à + 3 m N.G.F.	12,00 2,75 2,00 1,20	- 9,00 + 0,25 + 1,00 + 1,80	948 947	5 450+150 5 450+150	1833 2189	10 100+230 3 450+100	argile altération saumâtre saumâtre + saumâtre	début VIIb VIIb VIIb	Pas de pollens. <i>Quercus</i> dominant, <i>Alnus</i> , <i>Tilia</i> . <i>Alnus</i> dominant, <i>Quercus</i> , <i>Tilia</i> . <i>Alnus</i> dominant, <i>Quercus</i> , <i>Tilia</i> .
S 1 à + 2,3 m N.G.F.	2,55 2,25 0,50	- 0,25 + 0,05 + 1,80	944 943	5 000+150 5 200+150	2184	2 390+100	saumâtre saumâtre + saumâtre	VIIa VIIa fin VIIb	<i>Quercus</i> dominant, <i>Alnus</i> , <i>Ulmus</i> , <i>Tilia</i> . <i>Quercus</i> dominant, <i>Alnus</i> , <i>Ulmus</i> , <i>Tilia</i> (<i>Fagus</i>). <i>Alnus</i> dominant, <i>Quercus</i> , <i>Pinus</i> .
S 9 à + 3 m N.G.F.	18,00 13,20 12,30 3,20 3,10 2,80 2,60 0,30	-15,00 -10,20 - 9,30 - 0,20 - 0,10 + 0,20 + 0,40 + 2,70	942 941 940 937	11 600+270 6 200+150 6 900+150 4 250+140	1834	5 850+150	sable fluviatile + saumâtre sable marin saumâtre saumâtre saumâtre saumâtre sol	VIc VIIa VIIa VIIa VIIa-VIIb VIII	<i>Corylus</i> , <i>Betula</i> dominants, <i>Pinus</i> , <i>Quercus</i> . <i>Quercus</i> dominant, <i>Alnus</i> , <i>Tilia</i> , <i>Ulmus</i> . <i>Quercus</i> dominant, <i>Alnus</i> , <i>Tilia</i> , <i>Ulmus</i> . <i>Quercus</i> dominant, <i>Alnus</i> , <i>Tilia</i> , <i>Ulmus</i> . <i>Quercus</i> = <i>Alnus</i> , <i>Tilia</i> , <i>Ulmus</i> (<i>Fagus</i>). <i>Alnus</i> dominant, <i>Pinus</i> , <i>Quercus</i> .
S 2 à + 6 m N.G.F.	2,50	+ 3,50			1879	4 400+140	+ saumâtre	VIIa	<i>Quercus</i> dominant, <i>Alnus</i> , <i>Tilia</i> , <i>Ulmus</i> .

Tableau XIV. - Résumé des données polliniques et radiochronologiques des sédiments du marais de Dol-de-Bretagne.



1 - Socle, 2 - Limon et sables tardi-weichseliens, 3 - Argile boréale, 4 - Sable et tange, 5 - Tange à Hydrobies, 6 - Argile tourbeuse, 7 - Tange et tourbe récentes.

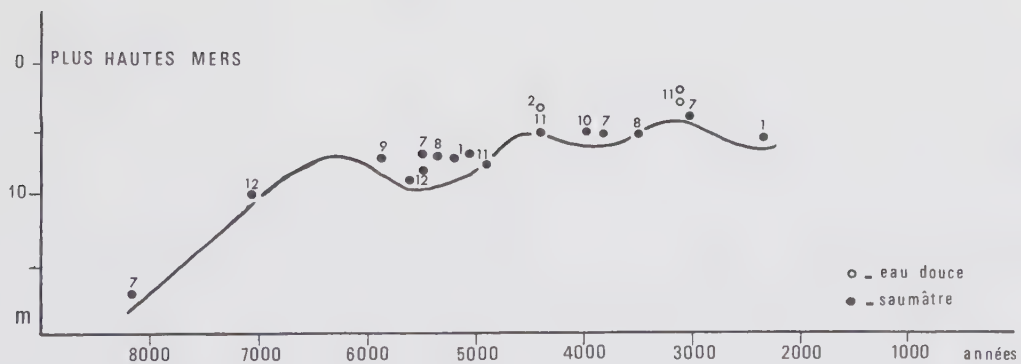


Fig. 72. - Variation du niveau marin dans le fond de la baie du Mont-Saint-Michel.

a - Remblaiement du marais de Dol-de-Bretagne

b - Courbe de variation du niveau des plus hautes mers.

(Le chiffre reporté sur la figure indique le numéro du sondage)

Gif-sur-Yvette par G. D é l i b r i a s. On ne peut nier les difficultés rencontrées dans l'obtention de datations cohérentes. Il semble qu'elles soient dues essentiellement au fait que l'on a, très souvent, tenté de dater, non de la tourbe franche, mais un mélange de tourbe et de tange ; en effet, de semblables difficultés n'existent pas avec les échantillons, dépourvus de tange, des marais lacustres de Château-neuf et du Biez Jean à Vildé-Bidon. L'analyse pollinique, effectuée parallèlement à ces datations, a permis de déceler les erreurs les plus importantes et ainsi de reprendre certains essais de datation (tableau XIV).

Lorsque l'on reporte sur un graphique les dates, obtenues pour ces niveaux tourbeux, en fonction de leur altitude par rapport au niveau des plus hautes mers, les points se disposent de telle façon que, en toute rigueur, seule une courbe régressive de remontée de la mer peut être tracée (fig. 72b); elle est comparable à celle obtenue aux Pays-Bas par S. J e l g e r s m a (1961). Toutefois, l'analyse pollinique en précisant les conditions de dépôt des sédiments colmatant le marais de Dol permet de modifier cette courbe qui est une courbe moyenne, théorique ; les effets de chaque oscillation positive ayant tendance à s'annuler lors de l'oscillation négative qui suit. C'est ainsi que le contact tange-tourbe est toujours très franc ; il n'y a jamais de passage progressif d'un type de sédiment à l'autre.

Sur un platier aussi peu incliné que celui du golfe normanno-breton, de petites oscillations du niveau marin auront des influences très notables sur la sédimentation et sur la position de la ligne de rivage ; leur importance paraît même exagérée. Dans le fond de la baie du Mont-Saint-Michel, la mer a atteint la côte - 17,5 m, par rapport à son niveau actuel, postérieurement à 8 200 années B.P. (sondage 7). A l'Atlantique sa progression est très rapide, puisque moins de 1 000 années plus tard, vers 7 050 B.P. (sondage 12), elle se trouvait à - 10 m et qu'elle a ensuite dépassé cette côte (fig. 72).

Entre 5 800 et 5 200, se situe une phase de régression du niveau marin au-dessous de 8,80 m, oscillation négative qui peut être mise en évidence dans tous les sondages réalisés dans le marais de Dol. La remontée marine qui suit a déposé de la tange au-dessus de la tourbe ; elle est jalonnée, de 4 800 à 4 200 B.P., dans la vallée du Biez Jean, en amont de Vildé-Bidon (sondage 11), par des dépôts saumâtres entre 7,50 et 5,40 m au-dessous du niveau des plus hautes mers actuelles.

Une oscillation négative d'amplitude plus modeste que la précédente se manifeste vers 3 800 années B.P. dans l'estuaire du Guïoult (sondages 7, 10). Elle est suivie par une nouvelle incursion marine puis, à partir de - 3 000 B.P., par un retrait de la mer jusqu'à son niveau actuel. Le marais ayant été aménagé par l'Homme, aucune oscillation du niveau marin n'apparaît au cours de la période historique à l'Ouest du Mont-Dol.

III - E S T R A N S E T D U N E S L I T T O R A L E S :

les tourbières post-atlantiques de la côte nord du Finistère

Si la mer a envahi très tôt, au Boréal, les vallées bretonnes, sur les estrans son arrivée a été plus tardive d'autant plus qu'un placage limoneux les recouvrait. Sur ces zones plates de nombreuses tourbières se sont établies en relation avec la montée de la nappe phréatique provoquée par la progression de la transgression flandrienne. La tourbe apparaît aujourd'hui sous le sable de l'estran ou en falaise, plus ou moins érodée par la mer. Ces dépôts sont très nombreux le long des côtes bretonnes.

En 1811, le Comte de la Fruglaye décrivait une tourbe submergée dans le Léon. Il signalait dans le *Journal des Mines* qu'il avait pu observer dans la région de Morlaix, après une tempête, une masse considérable de végétaux et d'arbres. Ce dépôt avait été rapidement recouvert par le sable de la plage. A la suite de cette communication, de nombreux manuels de Géologie du siècle dernier citaient la "forêt fossile sous-marine de Morlaix". Mais le lieu de la découverte n'avait pas été indiqué avec précision et un doute subsiste sur son emplacement. En fait, de nombreux dépôts tourbeux existent dans la région, à Roscoff, à Plougasnou ; celui du Guerzit en Plougasnou, étudié par J. Sauvage et C. Dubois (1963), semble le plus proche de la description du Comte de la Fruglaye (P.R. Giot, 1968).

La première analyse de tourbe bretonne a été faite par O. Erdtman en 1924 sur des échantillons prélevés dans le marais de Trémaouézan dans le Nord du Finistère, le long de la voie ferrée entre Landerneau et Lesneven. Seuls les pollens d'arbres et d'arbustes avaient été déterminés. Le diagramme pollinique met en évidence la dominance de l'Aulne et du Bouleau sur les autres essences forestières.

Dans le cadre d'une étude générale de la flore française, G. et C. Dubois ont analysé quelques tourbes littorales de la région de Saint-Pol-de-Léon (Finistère). Cette étude porte uniquement sur les pollens d'arbres et d'arbustes. Elle leur a permis de tracer les grandes lignes de l'évolution de la flore dans cette région après le Flandrien moyen : à la base "Aulne dominant avec peu de Chêne et de Hêtre ; puis régression de l'Aulne au profit de la Chênaie mixte et du Hêtre, avec prédominance du Chêne au début, du Hêtre pour terminer" (G. et C. Dubois, 1933).

Afin de rechercher l'influence des populations néolithiques sur la végétation en Bretagne, W. van Zeist a étudié la tourbe recouvrant le site néolithique du Curnic en Guissény (Finistère) et quelques tourbes de l'intérieur de la Basse-

Bretagne : Saint-Michel-de-Braspart, Spézet, Saint-Thégonnec (Finistère) (P.R. G i o t avec la collaboration de J. L ' H e l g o u a c h, J. B r i a r d, H.T. W a t e r b o l k, W. v a n Z e i s t et M. M ü l l e r - W i l l e, 1960 ; W. v a n Z e i s t, 1963 et 1964).

L'analyse pollinique de tourbières littorales de la côte nord du Finistère (C. D u b o i s et J. S a u v a g e, 1963 ; J. S a u v a g e, 1963) (M. T. M o r z a d e c - K e r f o u r n, 1969) met en évidence deux types d'association pollinique bien distincts. L'une est dominée par les pollens d'arbres, en particulier d'Aulne, l'autre est caractérisée par une forte représentation des Herbacées.

L'unité géographique constituée par le Léon, avec sa façade maritime orientée à la fois vers l'Atlantique et la Manche, offre pour l'étude des variations du niveau marin un certain nombre d'avantages. Le plateau du Léon est une région granitique et cristallophyllienne qui peut être considérée comme stable au moins durant les 5 000 dernières années. Le littoral a été, de plus, très habité pendant la Préhistoire ; les vieux sols néolithiques et les monuments mégalithiques immergés sont abondants. Les dépôts tourbeux sont très fréquents de la rade de Brest à la baie de Morlaix (fig. 73).



Fig. 73. - La côte nord du Finistère : localisation des sites étudiés.

La nature du socle du plateau du Léon détermine pour une grande part la morphologie du littoral. Des secteurs se distinguent les uns des autres, correspondant à des types de roches différentes (L. C h a u r i s, 1966, carte p. 114).

A - LA COTE OCCIDENTALE DU PLATEAU DU LEON

Les falaises de la côte occidentale du plateau du Léon, du Conquet à Landunvez sont rocheuses dans leur ensemble, précédées soit par un platier rocheux, soit une plage de sables ou de galets. Les dépôts périglaciaires sont peu importants ; ils sont en général représentés par des coulées de head. Quelques placages limoneux existent cependant dans les dépressions. Les falaises sont fréquemment surmontées d'un dépôt sableux dont le modelé est typiquement dunaire. Cette couverture sableuse, fixée par une végétation halophile, s'étend plus ou moins loin à l'intérieur des terres selon la topographie de la falaise. Les dépôts tourbeux sont abondants, en relation généralement avec les sables dunaires.

- ENTRE LE CONQUET ET LAMPAUL-PLOUARZEL

Les gneiss de Ploumoguer et le granite de Saint-Renan forment des falaises abruptes ayant une dizaine de mètres de hauteur. Les falaises sont recouvertes d'un placage sableux qui peut atteindre une altitude voisine de 50 m sur les versants des vallées. Ces sables reposent sur le substratum altéré ou sur une mince couche de head.

1° - Trézien : plage de Pors à Vigné

La plage de Pors à Vigné ou Porstevigné, située dans la commune de Trézien, au N de la pointe du Corsen, est établie à la faveur d'une vallée où coule un ruisseau. L'érosion des dunes et l'extraction du sable modifient constamment l'aspect de cette plage. Sur l'estran, entre des blocs arrondis, subsistent des lambeaux de dépôts organiques : des troncs d'arbres couchés, de la tourbe, de l'argile grise contenant des racines dressées. L'argile est surmontée par une couche sableuse agglomérée par de l'oxyde de fer. Le sable ainsi transformé en roussard présente les mêmes caractères granulométriques que les sables dunaires recouvrant la falaise (M.T. K e r - f o u r n, 1964).

Le dépôt tourbeux, épais de 30 cm, repose directement sur le substratum arénisé. C'est une tourbe de transport qui contient une forte proportion d'arène, de l'argile, de très fins débris végétaux et des morceaux de bois. La tourbe existait avant la mise en place des dunes car les grains de quartz qu'elle contient ne sont pas usés. Les plantes herbacées sont très rares ; les Halophiles sont absentes.

a - Datation pollinique (fig. 74)

Le caractère océanique de la végétation est attesté par la forte représentation d'*Osmunda* et la présence à tous les niveaux de *Ilex* et *Hedera*.

L'abondance d'*Alnus* et les faibles pourcentages de pollens de *Tilia*, *Ulmus* indiquent un âge Subboréal, zone VIIb.

TREZIEEN (FINISTERE) PLAGE DE PORSTEVIGNE

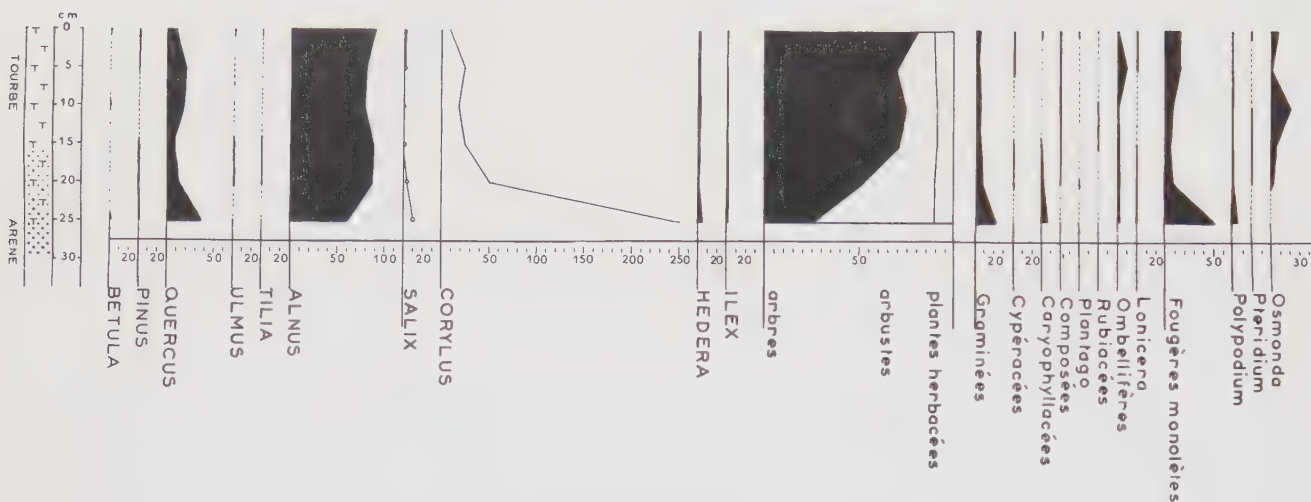


Fig. 74. - Diagramme pollinique de Trézien.

b - Datation radiocarbone

Une datation au Carbone 14, effectuée sur un morceau de bois prélevé dans le dépôt, donne : Gif 714 = $3\,660 \pm 115$ années, soit 1 710 avant J.C.

c - Altitude du niveau marin correspondant

Ce dépôt se trouve actuellement à 1,50 m au-dessus du N.G.F., soit 2,2 m sous les plus hautes mers (8, fig. 95), mais au moment de sa formation il était situé en dehors de la zone soumise aux influences marines comme en témoigne l'absence de plantes halophiles. Le niveau des plus hautes mers était donc inférieur à son niveau actuel. La mise en place des dunes, postérieure au dépôt de la tourbe, est ici postérieure à 3 660 années B.P.

2° - Lampaul-Plouarzel : plage de Rubian

Au S de Lampaul-Plouarzel, près du hameau de Rubian, les sables dunaires ont été exploités en carrière. L'épaisseur du sable est, en cet endroit, d'environ 6 à 7 mètres. Le substratum est constitué par le granite de Saint-Renan. Les falaises sont basses ; elles ont en moyenne 2 à 3 m de hauteur. Près de la carrière, le fond d'une petite vallée, entaillant la formation sableuse, est actuellement occupée par

une zone marécageuse. Ce marécage est établi sur un dépôt tourbeux, beaucoup plus ancien, de 40 cm d'épaisseur qui repose tantôt sur de l'arène, tantôt sur du sable. La tourbe forme une petite falaise au-dessus de l'estran.

Le dépôt est constitué par une accumulation de débris végétaux mêlés à une forte proportion de sable. Les grains de sable sont usés et proviennent de la dune voisine.

a - Datation pollinique (fig. 75)

Deux phases principales caractérisent ce diagramme. De 35 à 20 cm, *Alnus* domine nettement *Quercus* ; les plantes herbacées : Graminées et Cypéracées, les Fougères sont faiblement représentées. Au-dessus, *Alnus* régresse au profit de *Quercus*, *Fagus* est présent et un pollen de *Carpinus* a été identifié ; les plantes herbacées deviennent très abondantes.

La présence de *Fagus*, les forts pourcentages de pollens de *Quercus* montrent que le sommet du dépôt appartient à la période subatlantique (VIII). La limite entre les zones VIIb et VIII peut être placée vers 15 cm de profondeur.

b - Datation radiocarbone

Un échantillon, prélevé à 10 cm de profondeur au-dessus de la limite entre les zones VIIb et VIII, donne le résultat suivant : Gif 712 = 3 020 $\pm$ 110 ans ; soit 1 070 avant J.C.

c - Altitude du niveau marin correspondant

L'accumulation des débris végétaux s'est faite derrière un épi sableux, dans un marais, comme le montrent la forte proportion de sable contenu dans la tourbe et la dominance des pollens de plantes herbacées et des spores de Fougères. Les plantes aquatiques (*Myriophyllum* ...) et les plantes amphibies (*Typha* ...) sont rares ; il s'agissait donc d'un marais littoral à Graminées, Cypéracées et Fougères. Les Ombellifères, les Composées et les Plantains dont les pollens sont très nombreux à tous les niveaux, poussaient sur la bordure. Les embruns ou même l'eau aux plus fortes marées apportaient dans le marécage les Dinoflagellés qui s'enkystaient.

A la fin du Subboréal et au début du Subatlantique, jusque vers 3 000 avant le présent, existait donc devant l'anse de Rubian, un cordon littoral sableux en arrière duquel s'est développée une végétation de marais. Si l'on admet que le niveau de l'eau dans les marais littoraux correspond au niveau des plus hautes mers, à cette époque, la mer était très proche de son niveau actuel. La base de la tourbe se trouve à 3,50 m au-dessus du N.G.F., soit sensiblement au niveau des plus hautes

mers dans cette région (13, fig. 95).

Puis le cordon sableux s'est développé, le sable a recouvert la zone littorale sur une centaine de mètres. Ces dunes sont actuellement fixées par la végétation et ne sont plus alimentées.

- ENTRE LAMPAUL - PLOUARZEL ET PORSPODER

Le granite de l'Aber-Ildut forme des falaises peu élevées, précédées sur l'estran de gros blocs arrondis. Les dunes atteignent plusieurs centaines de mètres de largeur sur la zone côtière. Aucun dépôt tourbeux n'a été rencontré devant ces falaises. Cependant, des sables fins, plus ou moins argileux, ont été carottés à -26 m sous le niveau des plus hautes mers dans l'estuaire de l'Aber-Ildut. Ils représentent un ancien schorre qui a pu être daté de 7 950 années B.P., fin de la période boréale (cf. page 105).

- ENTRE PORSPODER ET LA POINTE DE LANDUNVEZ

La côte est très découpée dans les gneiss de Plouguerneau. Les placages de tourbe sont abondants dans les anses.

1° - Porspoder : plage du Gratz

La falaise de la plage de Porspoder, au lieu-dit "le Gratz", présente une coupe intéressante dans l'Holocène récent. L'affleurement, entaillé par un chemin conduisant à la plage, est très réduit ; il mesure 6 m environ. Le dépôt est formé par une alternance de sédiments lacustres plus ou moins saumâtres et de sables dunaires et repose sur le socle altéré (fig. 76).

a - Datation pollinique (fig. 77)

- Le dépôt tourbeux de la base

A la base du dépôt organique inférieur, entre 60 et 40 cm de profondeur, dans le limon gris, le spectre pollinique est dominé par les pollens d'arbres. Le pourcentage des pollens d'*Alnus* est très important, celui des pollens de *Quercus* est toujours inférieur à 10 %.

Au-dessus de 40 cm, *Alnus* régresse au profit de *Quercus* et des arbustes. Ce déclin d'*Alnus* permet de penser que la tourbe s'est déposée au cours de la période qui correspond à la limite entre les zones VIIb (Subboréal) et VIII (Subatlantique). L'évolution de la végétation arbustive est analogue à celle observée à Lampaul - Plouarzel. A Porspoder, toutefois, la formation de la tourbe s'arrête avant l'appar-

LAMP'AUL_PLOUARZEL (FINISTERE)

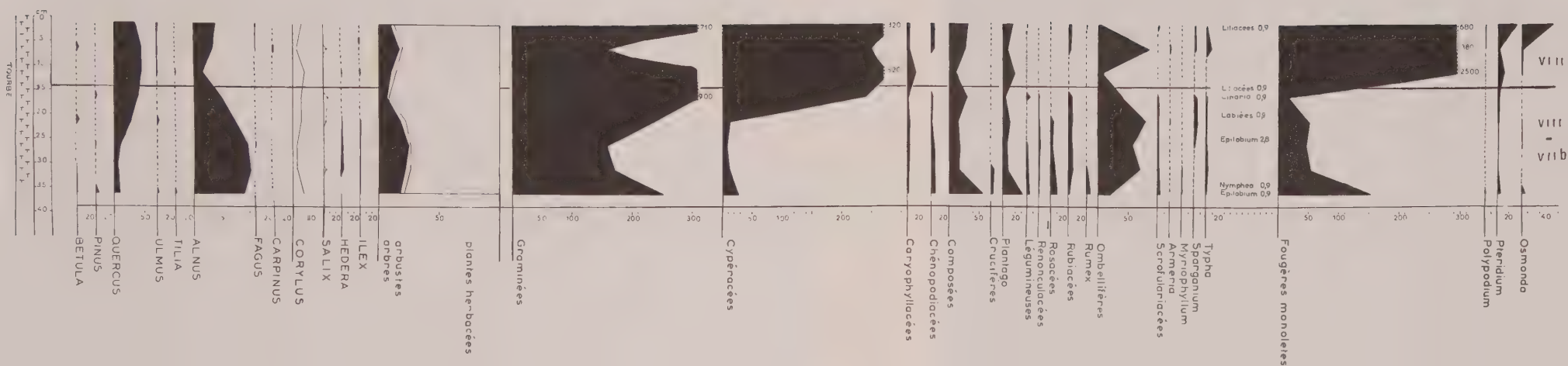


Fig. 75. - Diagramme pollinique de Lampaul-Plouarzel.

PORSPODER (FINISTERE)

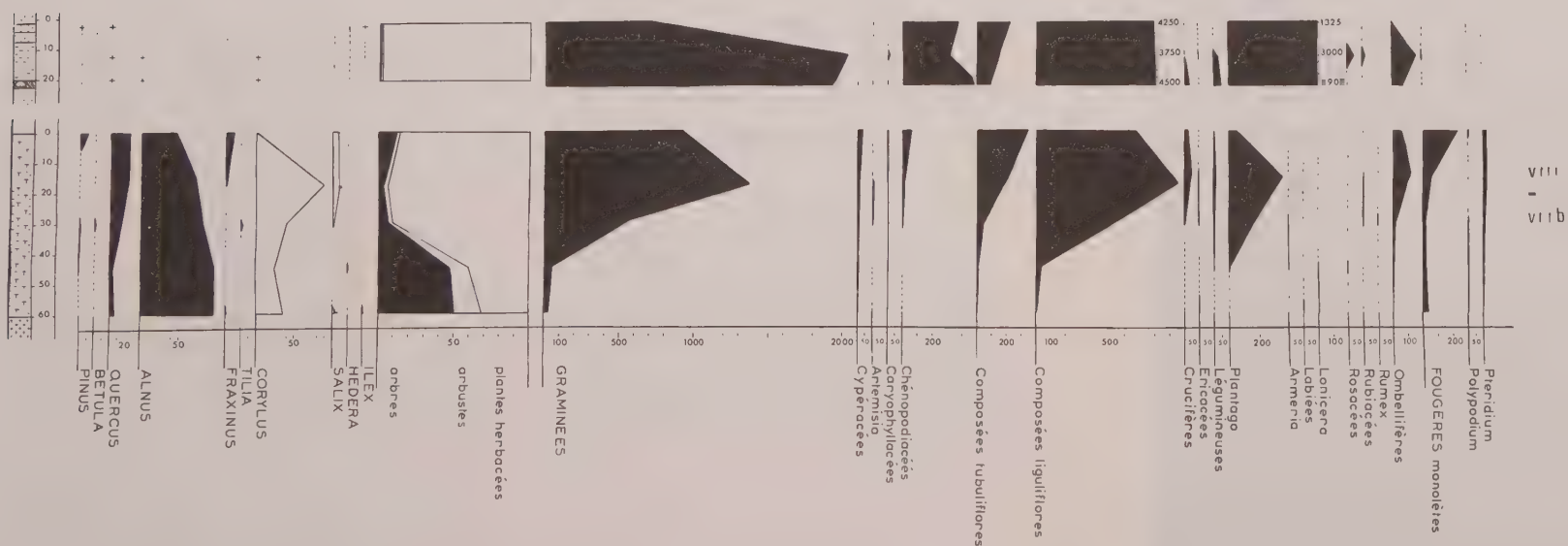


Fig. 77. - Diagramme pollinique de Porspoder.

rition de *Fagus*. En comparant la végétation conservée à Porspoder à celle de Trézien et de Lampaul - Plouarzel et en tenant compte des datations obtenues pour ces deux gisements (3 660 et 3 020 avant le présent), il est possible de la dater de 3 200 avant le présent environ, au sommet du dépôt.

- L'argile limoneuse grise supérieure

Les pollens d'arbres sont rares et ne permettent pas de dater avec précision cette formation. La forte représentation de *Quercus* indique cependant un âge Subatlantique.

b - Conditions de sédimentation et niveaux marins correspondants

Dans le limon gris de la base, les pollens d'Herbacées sont rares ; vers 40 cm de profondeur, la tourbe devient très sableuse et l'aspect de la végétation herbacée change brusquement. Les pollens de Graminées, Composées, Ombellifères, les spores de Fougères présentent de très forts pourcentages. Une telle association végétale se rencontre fréquemment dans les marais littoraux, derrière le cordon de barrage. Les "Hystrichosphères", présentes dans la partie supérieure du dépôt, témoignent de possibilités de communications entre l'étang et la mer, au moins aux fortes marées. La base de la tourbe sableuse se trouve actuellement à 4,20 m au-dessus du N.G.F., soit 0,3 m au-dessus du niveau des plus hautes mers (12, fig. 95). A la fin du Subboréal et au début du Subatlantique, la mer avait atteint en ce point un niveau comparable à l'actuel.

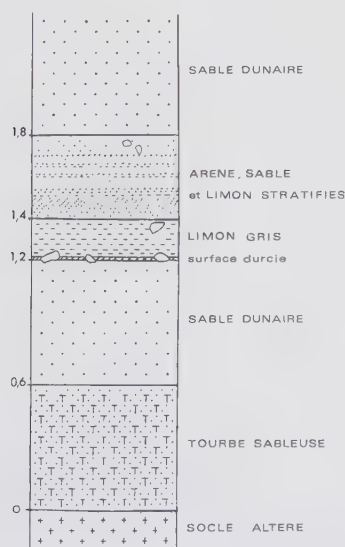


Fig. 76. - Coupe de la falaise de la plage de Porspoder, lieu dit Le Gratz.

La sédimentation dans le marais, au point étudié, a été interrompue par le recul du cordon sableux de fermeture qui a recouvert la tourbe. Au-dessus du sable (fig. 76) se sont déposés des sédiments hétérogènes correspondant vraisemblablement au remplissage d'un ancien lit du ruisseau qui aboutit à la plage. Ce dépôt présente, à la base, des galets ; il est formé par un limon argileux gris, puis par une alternance de sables à stratifications entrecroisées et de limon. La couche limoneuse contient de petits Gastéropodes, très communs actuellement dans les cuvettes des schorres. Le

contenu pollinique est dominé par les Herbacées (fig. 77). Les forts pourcentages de pollens d'Herbacées sont dus à des plantes de la zone halophile : Composées, Graminées, Chénopodiacées et Plantains (*Plantago maritima* et quelques *Plantago coronopus*). L'abondance des pollens de *Plantago maritima* indique que le sédiment s'est déposé dans la zone littorale au-dessus du schorre à *Obione* et *Salicornia*, donc à une altitude légèrement supérieure à celle des plus hautes mers. Ce dépôt se trouve actuellement à 4,90 m au-dessus du N.G.F., soit 1 m au-dessus des plus hautes mers. Il montre qu'au cours de la période subatlantique, la mer a pu atteindre un niveau supérieur à son niveau actuel.

2° - Argenton en Landunvez : plage de Gwen Trez

Au N du port d'Argenton en Landunvez, sur la plage de Gwen Trez, plusieurs dépôts organiques affleurent à différents niveaux. La tourbe supérieure atteint 1 m au-dessus des plus hautes mers. (fig. 78). Actuellement un ruisseau, peu important, aboutit à la plage ; il est en partie barré par un cordon sableux et un étang à *Phragmites* s'est formé en arrière du cordon.

Une série de sondages, effectuée sur l'estran, en avant de la ligne de flexion qui correspond sensiblement au niveau moyen des marées (N.G.F.), a permis de retrouver l'ancien lit du ruisseau. Le chenal, entaillé dans les formations limoneuses, est colmaté par des dépôts tourbeux alternant avec des lits sableux plus ou moins argileux. Au-dessus de cette rupture de pente, la couverture sableuse actuelle provenant de la destruction de la dune est très épaisse et forme un cordon littoral. La succession des dépôts et leur position sur l'estran sont indiqués sur la figure 79.

Pendant que se comblait le chenal, de la tourbe se formait également sur les berges. Sur la rive droite, une couche continue de tourbe, sans intercalation de sable, affleure entre 4 et 5 m sous les plus hautes mers.

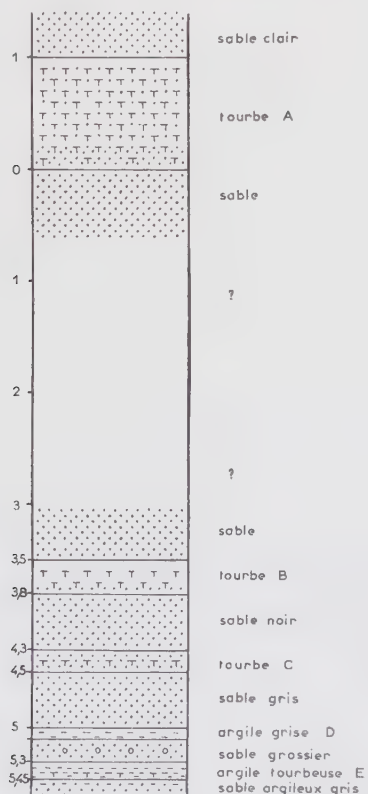


Fig. 78. - Succession des dépôts de la plage de Gwen Trez à Argenton.

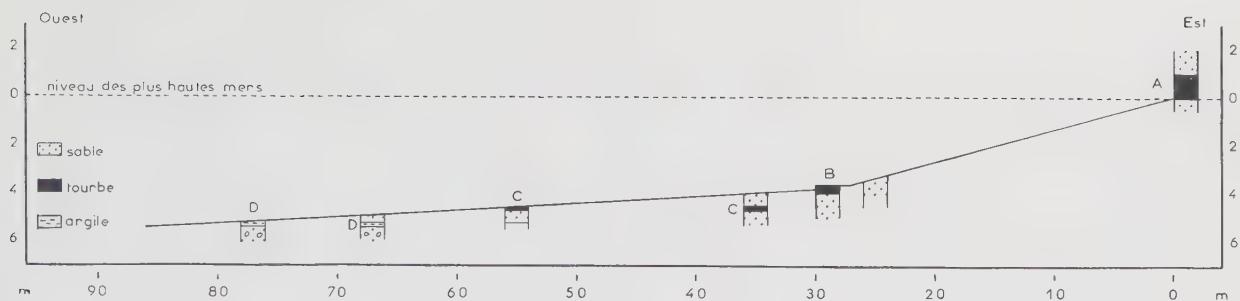


Fig. 79. - Position des dépôts sur l'estran de la plage de Gwen Trez à Argenton.

a - Datation pollinique (fig. 80)

- L'argile tourbeuse inférieure E

Les pollens d'arbres atteignent 45 % du nombre total des pollens et spores. *Alnus* domine *Quercus* ; *Ulmus* est présent. Ces caractères permettent de dater ce dépôt de la période subboréale, zone VIIb.

- L'argile grise D

La représentation arbustive est identique à celle du niveau E.

- La tourbe C

Sa formation se situe dans la période subboréale. *Alnus* est toujours très abondant mais *Ulmus* devient rare.

- La tourbe B

Les pollens d'arbres sont peu nombreux, 15 % du total des pollens et spores. *Alnus* et *Quercus* ont sensiblement la même représentation et permettent de situer ce dépôt dans la période de transition Subboréal - Subatlantique.

- La tourbe A

Elle est séparée du dépôt B par une importante formation sableuse et recouverte par la dune actuelle qui a tendance à reculer.

Le diagramme pollinique est dominé par les pollens d'Herbacées. Les pourcentages élevés de pollens de *Quercus* et la présence de *Fagus* indique un âge Subatlantique.

- La tourbe latérale

L'épaisseur de tourbe conservée est de 25 cm environ. A la base, la végétation arbustive est comparable à celle de la tourbe C : *Alnus* dominant, *Tilia* et *Ulmus* très rares (fig. 81). Au sommet, l'importance d'*Alnus* est moindre ; la représentation de *Quercus* devient identique à celle d'*Alnus*. Cette tourbe date donc de la période de transition Subboréale - Subatlantique.

ARGENTON [FINISTÈRE]

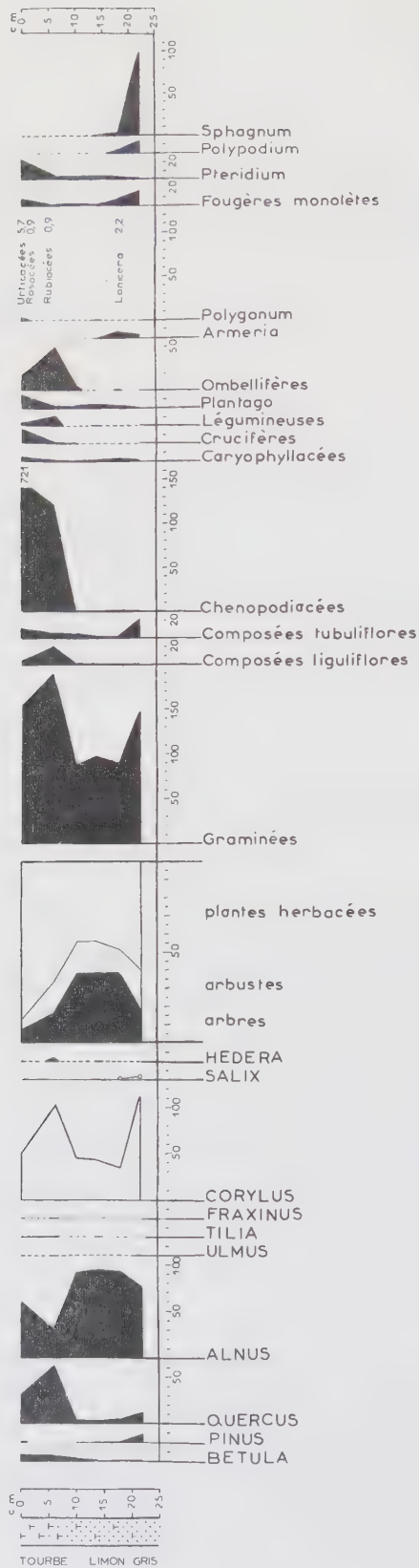
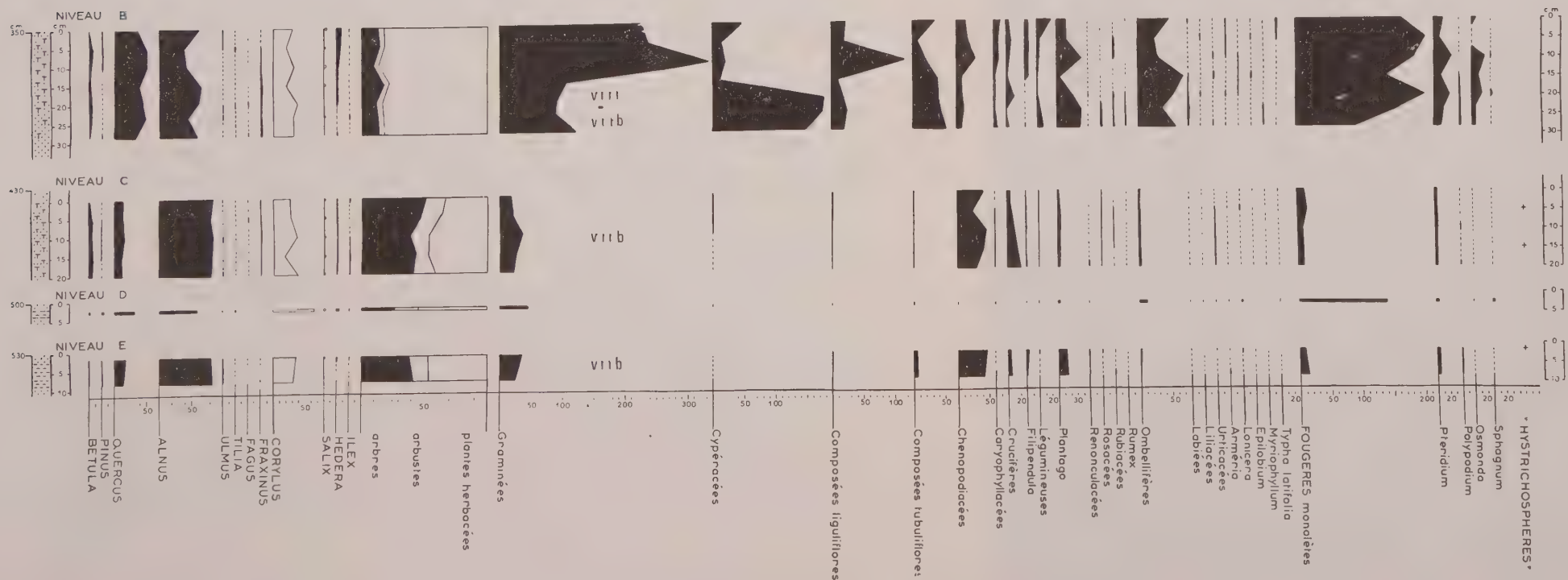
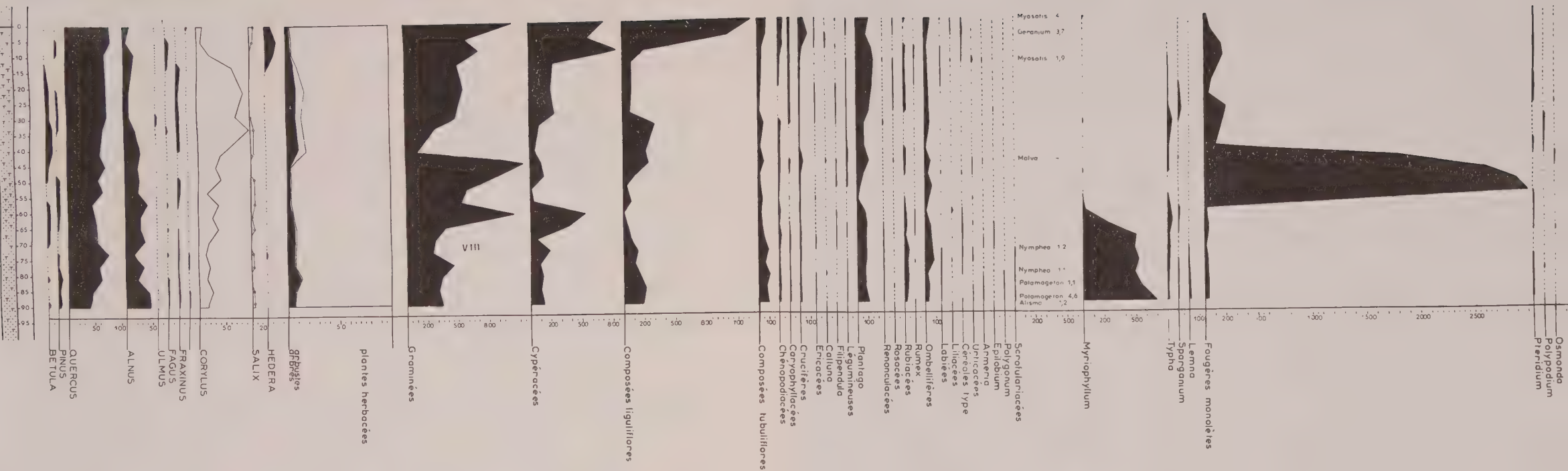


Fig. 81. - Diagramme pollinique de la tourbe affleurant sur les bords de l'ancien chenal de la plage de Gwen Trez à Argenton.

NIVEAU A ARGENTON

VILLE
D'ARGENTON

SABLE NOIR A LITS TOURBEUX



* HYSTRICOSPHERES*

b - Datation radiocarbone

Des essais de datation C 14 ont été tentés sur les niveaux les plus tourbeux.

- La tourbe B

La partie supérieure de la tourbe a été datée de $3\,620 \pm 125$ ans (Gif 815) soit 1 665 avant J.C. Cette date est en accord avec le résultat de l'analyse pollinique. Elle se rapproche de celle obtenue à Redon pour la zone de transition Subboréale - Subatlantique (Gif 2 190 = $3\,600 \pm 105$).

- La tourbe A

Un échantillon prélevé à 15 cm de la surface a donné le résultat suivant : Gif 817 = $2\,180 \pm 105$ ans, soit 230 avant J.C. Le dépôt se trouve en falaise, sous une faible couche de sables dunaires fixés par une végétation herbacée. L'échantillon a été prélevé avec beaucoup de précautions mais les racines actuelles pénètrent très profondément dans la tourbe et il faut envisager un rajeunissement possible.

- La tourbe latérale

Un échantillon prélevé à 10 cm de profondeur, légèrement au-dessous de la zone de transition VIIb - VIII, a été daté par le C 14 : Gif 816 = $3\,970 \pm 35$ ans, soit 2 020 avant J.C.

c - Conditions de sédimentation et niveaux marins correspondants

Au début du Subboréal, la mer se trouvait au niveau des basses mers actuelles. Dans l'argile tourbeuse E, les Herbacées : Graminées, Chénopodiacées et Plantains représentent une végétation halophile proche de celle d'un schorre. La présence de kystes de Dinoflagellés confirme la proximité du rivage.

Au cours du Subboréal se produit une légère oscillation négative. Dans l'argile grise D séparée du niveau précédent par un sable grossier gris, l'influence marine est moins sensible. Les pollens de Chénopodiacées et les kystes de Dinoflagellés sont absents.

Puis l'influence marine est de nouveau très nette au moment du dépôt de la tourbe C : développement des Chénopodiacées, des Crucifères (vraisemblablement *Cakile maritima*, présence des "Hystrichosphères". Le niveau des plus hautes mers se trouvait alors à 4,70 m au-dessous de son niveau actuel. Peu après 3 900 années B.P. il était à 4,40 m ; dans la tourbe qui affleure à cette altitude sur les berges du chenal l'influence marine n'est sensible qu'au sommet.

C'est au cours de la période de transition Subboréal - Subatlantique, vers 3 600 avant l'actuel, que se forme un cordon sableux dans le chenal. En effet, la végétation herbacée conservée dans le niveau B est très différente de celle des

niveaux inférieurs. Les pollens de Graminées, Cypéracées, Composées, Ombellifères et Plantains sont nombreux. Faisant suite à une végétation d'estuaire, ces pollens peuvent représenter la flore d'un marais littoral.

Le cordon sableux progresse au cours de la période subatlantique. La tourbe A correspond au remplissage d'un étang de barrage. Dans cette dépression, en arrière des dunes, trois types d'association floristique se sont succédés :

- à la base une Myriophyllaie acide à *Myriophyllum alterniflorum*, *Potamogeton*, *Typha*, *Nymphaea*, *Lemna* ...,
- au-dessus, une végétation de bordure d'étang à Graminées (*Phragmites communis*), Cypéracées, Fougères ...,
- au sommet, une association de marais plus saumâtre à Graminées, Cypéracées, Composées ; la présence des "Hystrichosphères" révèle une certaine salinité de l'eau. Cette évolution de la végétation lacustre est en relation avec la progression du cordon littoral qui réduit la surface de l'étang et le transforme en marais plus ou moins saumâtre, envahi aux plus fortes marées. Le niveau de l'eau dans ce marais, établi sur un sol sableux, était celui des plus hautes mers. La tourbe A se trouve actuellement à 0,6 m au-dessus des plus hautes mers (14, fig. 95); il semble donc que la mer ait atteint un niveau proche de l'actuel au Subatlantique.

Une telle hypothèse a été suggérée après l'étude de l'affleurement de Porspoder. La végétation arbustive et la position de ces dépôts sont comparables et ils sont vraisemblablement du même âge. A Porspoder, le sédiment est très limoneux, pauvre en matière organique, et il serait très difficile de doser le radiocarbone. La tourbe d'Argenton a été datée de 2 180 années B.P. La date obtenue est suspecte car elle conduit à envisager un niveau marin élevé à l'âge du Fer, le long du littoral armoricain, ce qui est contraire à l'opinion généralement admise. En particulier, il existe sur les estrans du Curnic en Guissény et de Kerlavos en Trégastel (Côtes-du-Nord) (ce dernier gisement est suffisamment proche du Léon pour être pris en considération) des restes de briquetages protohistoriques ayant servi à l'extraction du sel. Pour bien fonctionner, ces fours à sel devaient se trouver au-dessus du niveau des plus hautes mers. P. G o u l e t q u e r (1970), dans son étude sur les briquetages armoricains, conclut à un niveau très inférieur à l'actuel, de la fin du Bronze au Gallo-Romain. Faut-il donc rapprocher ce niveau tourbeux d'Argenton de celui de Lampaul - Plouarzel et lui attribuer un âge voisin de 3 000 années B.P. (comme je l'avais fait précédemment, M.T. M o r z a d e c 1969) ou envisager une remontée du niveau marin jusqu'à une altitude proche du niveau actuel dès 2 180 années B.P. Dans ce dernier cas, la montée du niveau marin aurait été très rapide puisque le site à sel du Curnic qui affleure vers le niveau moyen des marées a été daté de 2 750 années B.P.

B - LA COTE SEPTENTRIONALE DU PLATEAU DU LEON

Dans sa partie nord, au-delà de la pointe de Landunvez, vers l'E, le plateau du Léon domine d'une dizaine de mètres une zone littorale dont l'altitude ne dépasse pas 25 m et qui s'abaisse en pente douce vers le rivage. Cet abrupt correspond à une falaise fossile. La largeur de la frange littorale est très variable. En certains points, comme à l'E de Plouguerneau, elle disparaît et la mer actuelle atteint le pied de la falaise fossile. A Goulven, la falaise fossile est protégée de l'attaque de la mer par un cordon dunaire. Entre le cordon et la falaise s'est établi un marais à *Phragmites* partiellement transformé, par drainage, en polder. La zone littorale est surtout développée au Sud de Brignogan et de Saint-Pol-de-Léon. Elle est recouverte par une épaisse couche de limon loessique qui contribue à la fertilité de ces régions. La falaise est entaillée dans le limon et surmontée par un placage dunaire en voie de destruction. D'autre part, il existe le long de cette côte de grands ensembles dunaires, dans le fond des baies qui entaillent la plate-forme littorale, à Tréompan en Ploudalmézeau, à Guissény, à Goulven et à Santec. Les tourbes littorales sont abondantes sur les estrans.

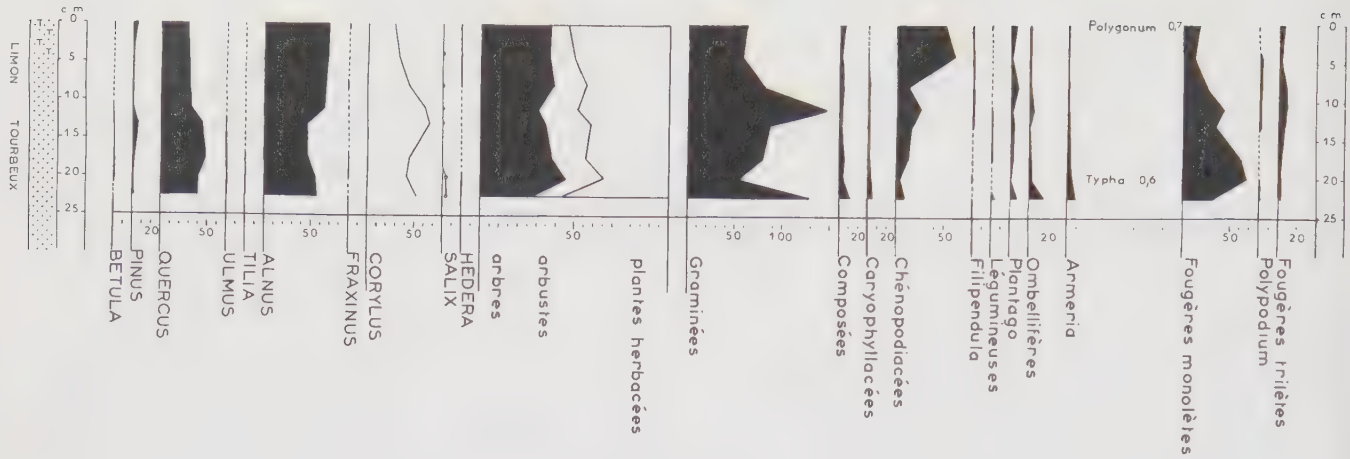
- DE LA POINTE DE LANDUNVEZ A GUISSÉNY

Dans le gneiss de Plouguerneau, la côte orientée NE-SW est rocheuse et très découpée. Le platier rocheux est souvent recouvert de galets arrondis provenant de la destruction de cordons littoraux pleistocènes. Les dunes de Tréompan (Ploudalmézeau) recouvrent une très grande surface entre l'île Carn et l'embouchure de l'Aber-Benoît.

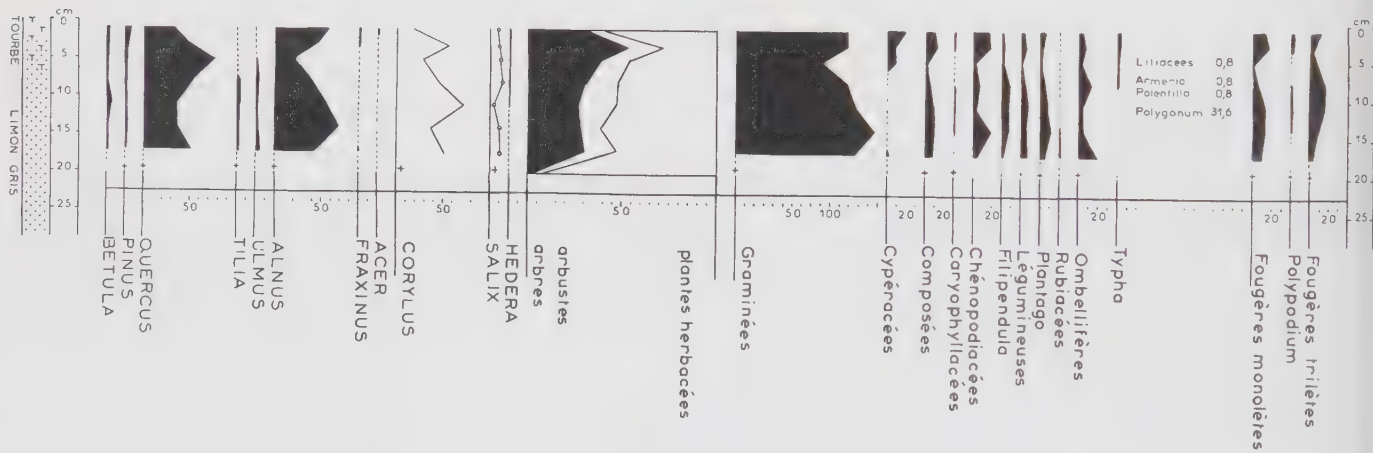
1° - Ploudalmézeau : plage de Tréompan

Sur l'estran, en avant des dunes de Tréompan en Ploudalmézeau, entre l'île Carn et la pointe de Pen ar Pont, de la tourbe affleure au niveau des plus basses mers. Cette tourbe avait été observée en 1885 par l'Abbé A r z e l. Il écrivait dans son journal qu'il avait aperçu une avenue d'arbres, par très basse mer, s'étendant en direction EW dans la mer. Ayant eu connaissance de cette observation, les plongeurs sous-marins du groupe Manche-Océan ont exploré le site en Septembre 1964. Ils ont pu observer la tourbe jusqu'à 2,50 m sous les très basses mers (E. G u i l l e r m, 1965). Dans le Finistère-Nord, ce dépôt est le plus bas, connu, sur l'estran. J'ai prélevé en 1966 des échantillons pour l'analyse pollinique ; le coefficient de la marée était de 116, le niveau de la basse mer correspondait, les vents étant favorables, sensiblement au niveau du zéro des cartes maritimes. Un second

PLLOUDALMEZEAU (FINISTERE) PLAGE DE TREOMPAN



PLLOUDALMEZEAU (FINISTERE) PLAGE DE TREOMPAN - NIVEAU DE LA BASSE MER : Coefficient 116 -



PLLOUDALMEZEAU (FINISTERE) VIEUX SOL SOUS LE CAIRN DE L'ILE CARN -

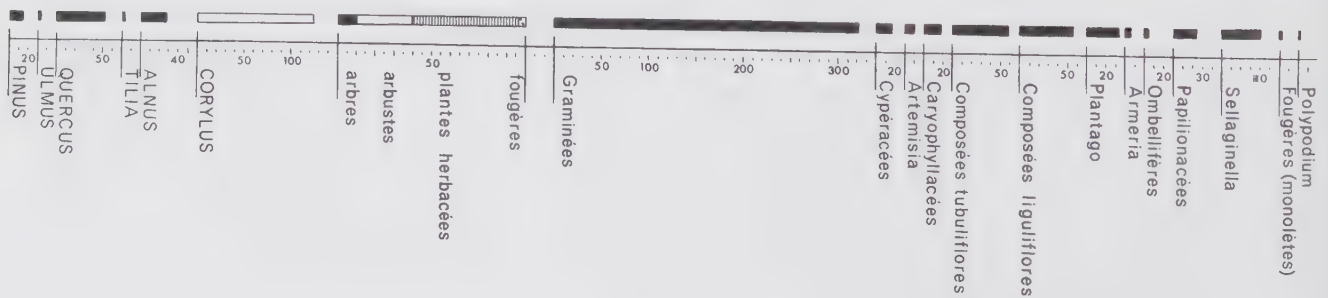


Fig. 82, 83 et 84. - Diagrammes polliniques de Tréompan en Ploudalmezeau.

sondage a été fait sur l'estran à 10 m du premier. Le sédiment est formé de limon gris devenant plus tourbeux au sommet.

a - Datation pollinique

Les deux sondages sont très proches et les résultats de l'analyse pollinique sont identiques (fig. 82 et 83). Le caractère le plus important est la présence à la base des deux diagrammes d'une courbe continue de représentation des pollens d'*Ulmus* et de *Tilia* ; ces deux essences disparaissent brusquement à quelques centimètres de la surface. *Quercus* et *Alnus* ont un développement égal à la base du dépôt ; *Alnus* domine au-dessus du déclin d'*Ulmus*. *Pinus* et *Betula* sont présents avec de faibles pourcentages. L'évolution de la végétation arbustive permet de situer la formation de la tourbe de Tréompan dans la période de transition Atlantique - Subboréal.

La limite entre les périodes atlantique (VIIa) et subboréale (VIIb) est généralement caractérisée par la chute du pourcentage des pollens d'*Ulmus*, souvent accompagnée par celle des pollens de *Tilia*. Considérée tout d'abord comme ayant une signification climatique, la chute de la fréquence des pollens d'*Ulmus* et de *Tilia* tend à être envisagée actuellement comme le résultat de l'activité humaine. Selon J. T r o e l s - S m i t h (1960), le feuillage d'*Ulmus* aurait été utilisé comme fourrage par les populations néolithiques. Le déclin d'*Ulmus* dans toutes les régions étudiées en Europe du Nord n'est pas synchrone ; les dates obtenues par la méthode du radiocarbone oscillent entre 5 000 et 5 500 avant le présent. Ces variations, sans relation avec la latitude, confirmerait l'hypothèse d'une interférence humaine (H. G o d w i n, 1961). La représentation de l'Orme est toujours très faible dans les diagrammes bretons et l'on peut se demander s'il est prudent de lui attribuer une telle importance. Cependant à Tréompan, il semble que la brusque absence de pollens d'*Ulmus* et de *Tilia* au sommet du dépôt ne soit pas un simple hasard de comptage ; dans les deux diagrammes, le comportement de ces deux essences est identique. De plus, les pourcentages de pollens d'*Ulmus* sont ici plus élevés que dans les autres tourbes littorales du Léon.

b - Datation radiocarbone

Un échantillon, prélevé à 5 cm de profondeur dans le sondage de la base de l'estran, au-dessus du déclin d'*Ulmus*, a été daté de 3 820 avant J.C. : Gif 766 = 5 770 $\pm$ 150 ans. Si la brusque disparition d'*Ulmus* à Tréompan à la même signification que le déclin d'*Ulmus* observé dans de nombreux diagrammes polliniques de l'Europe du Nord, cette date figure parmi les plus anciennes obtenues actuellement.

c - Activité humaine

L'interférence humaine dans la régression d'*Ulmus* est probable ; ceci conduit donc à envisager le développement d'une agriculture centrée sur l'élevage, dans le Léon dès le début du quatrième millénaire. A Saint-Michel-de-Braspart, dans les montagnes d'Arrée, la diminution du pourcentage des pollens d'*Ulmus* dans le diagramme pollinique a été datée de 5 400 avant le présent (G.R.N., 1938). De plus, il existe des pollens de *Plantago lanceolata* au-dessous de ce déclin. Selon W. van Zeist (1964), *Plantago lanceolata* a pu persister dans cette région durant le Postglaciaire mais aussi être introduit par des fermiers néolithiques entre 6 000 et 6 500 avant le présent. En deux points de Bretagne occidentale (Saint-Michel-de-Brasparts et Ploudalmézeau), il semble donc que l'agriculture ait été pratiquée précocement. Ceci paraît plus vraisemblable depuis que de nombreuses dates, antérieures à 5 000 et même 5 500 avant le présent, sont connues pour l'occupation de monuments mégalithiques bretons. Ainsi des charbons de bois ont permis de dater les premiers dolmens à couloir, de 5 800 avant le présent (P.R. Giot, 1969).

Sur l'îlot de Carn, rattaché à la côte au moment de la basse mer, se trouve un grand cairn recouvrant entre deux autres un dolmen à courte galerie dont l'occupation a été datée de 3 400 avant J.C. (P.R. Giot, 1968).

Monsieur Giot m'a confié un échantillon du sol qu'il a prélevé sous le dolmen de Carn. Scellé par les pierres du monument, cet échantillon a été ainsi protégé de l'attaque des eaux de circulation et il s'est révélé très riche en pollens. Ces pollens représentent la végétation qui a précédé, de peu, la construction du monument.

La végétation arbustive est très proche de celle trouvée dans la tourbe de l'estran (fig. 84). La forte dominance de *Quercus*, la présence de *Tilia* et *Ulmus* sont les caractères principaux de cette végétation atlantique. Cependant dans le vieux sol, la représentation de *Corylus* est plus importante ; peut-être est-ce dû à la proximité du boisement. De même, les pourcentages de pollens de *Pinus* sont plus forts mais ici se sont les conditions de dépôt, dans un sol, qui favorisent ces pollens anémophiles.

La végétation herbacée correspond à plus de 50 % du total des pollens et spores. Il faut noter l'abondance des Graminées, des Composées tant liguliflores (de type *Taraxacum*) que tubuliflores, la présence d'*Artemisia* et de *Plantago lanceolata*; plantes qui constituent le cortège classique des Rudérales accompagnant l'Homme (encore que *Artemisia* puisse caractériser aussi la zone halophile).

d - Altitude du niveau de la mer

Le rivage marin était très proche du site car de nombreux pollens d'*Armeria*

maritima sont présents dans le vieux sol.

Dans la tourbe de l'estran, la végétation herbacée est soumise aux influences marines ; ce caractère halophile se traduit par la présence de pollens de Chénopodiacées, de *Plantago maritima* et d'*Armeria*. Au sommet du sondage du bas de l'estran, une végétation de plantes amphibies apparaît avec des Cypéracées et *Typha latifolia*. Le milieu était suffisamment saumâtre pour permettre le développement des "Hystrichosphères". La tourbe de Tréompan en Ploudalmézeau fait donc partie des tourbes marines formées au voisinage du niveau des plus hautes mers. Elle affleure actuellement au niveau du zéro des cartes marines, soit environ 4,40 m sous le N.G.F. et 8,80 m sous les plus hautes mers (1, fig. 95). C'est donc à cette altitude que, vers 5 700 avant le présent, se trouvait le niveau des plus hautes mers.

1° - Plouguerneau : plage an Al ar Dreaz

La tourbe du fond de l'anse du Corréjou en Plouguerneau, au lieu-dit an Al ar Dreaz, est visible en falaise (M.T. M o r z a d e c - K e r f o u r n, 1967); la base de la tourbe se trouve à 4 m au-dessus du N.G.F., 0,5 m sous les plus hautes mers (4, fig. 95). Ce dépôt, épais de 120 cm, est un limon gris renfermant des débris végétaux suffisamment abondants au sommet pour former une véritable tourbe. Deux niveaux riches en charbons de bois existent vers 1 m et vers 80 cm de profondeur.

a - Datation pollinique

L'ensemble du diagramme pollinique (fig. 85) est dominé par les pollens de plantes herbacées. La végétation arbustive permet de scinder le diagramme en deux parties. A la base, au-dessous de 65 cm de profondeur, *Alnus* domine ; les pourcentages de pollens de *Quercus* sont toujours inférieurs à 20 % ; quelques rares pollens de *Tilia* sont présents. Au sommet, *Alnus* régresse au profit de *Quercus* ; *Tilia* est absent. Les pollens de *Fagus* sont peu nombreux et présentent une courbe discontinue. Entre 50 et 25 cm de profondeur, la courbe de *Salix* dessine une pointe très forte. Les deux zones polliniques VIIb et VIII se trouvent donc représentées dans ce diagramme.

b - Datation radiocarbone

Des charbons de bois prélevés dans le niveau inférieur, vers 1 m de profondeur, ont donné la date suivante : Gif 282 = $4\,250 \pm 250$ années, soit 2 285 avant J.C. Une datation a été tentée sur un échantillon prélevé au sommet de la tourbe. Le résultat : Gif 709 = 935 ± 100 ans ne semble pas devoir être retenu ; aucun élément dans la flore ne permettant d'envisager une date aussi récente. Les conditions de gisements sont les mêmes que celles du dépôt d'Argenton, il faut donc faire

intervenir les mêmes possibilités de contamination. Une date voisine de 3 000 avant le présent conviendrait pour le sommet du dépôt de Plouguerneau.

c - Niveau marin correspondant

La végétation herbacée est celle d'un étang derrière cordon de barrage. Les pollens de Graminées sont très nombreux ; le sommet du dépôt étant constitué par une tourbe à *Phragmites*, les forts pourcentages de pollens attribués aux Graminées peuvent être dûs aux pollens de *Phragmites*, non discernables de ceux des autres Graminées. Les plantes amphibies : Cypéracées et *Typha* se développent parallèlement à 90 cm de profondeur. Les plantes aquatiques : *Lemna* et *Sparganium* sont abondantes au sommet du dépôt. Cette évolution de la flore révèle donc une montée progressive du niveau de l'eau dans le marais. Le marais est établi sur sol limoneux ; le niveau de l'eau dans ce marais est sans doute différent de celui des plus hautes mers. Néanmoins, la formation de la tourbe à *Phragmites* et l'augmentation des plantes aquatiques au sommet du dépôt, prouvent l'existence d'un mouvement positif de la mer entre 4 200 et 3 000 avant le présent.

d - Activité humaine

La présence de niveaux à charbons de bois dans le dépôt fait immédiatement songer à une intervention humaine ; ces charbons de bois, vieux de 4 250 ans, qui

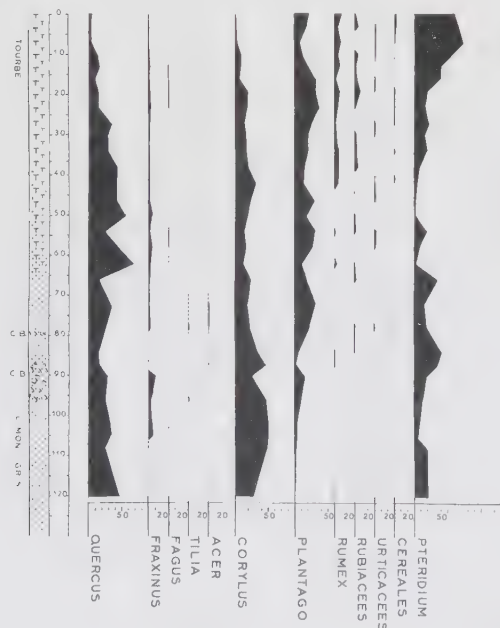
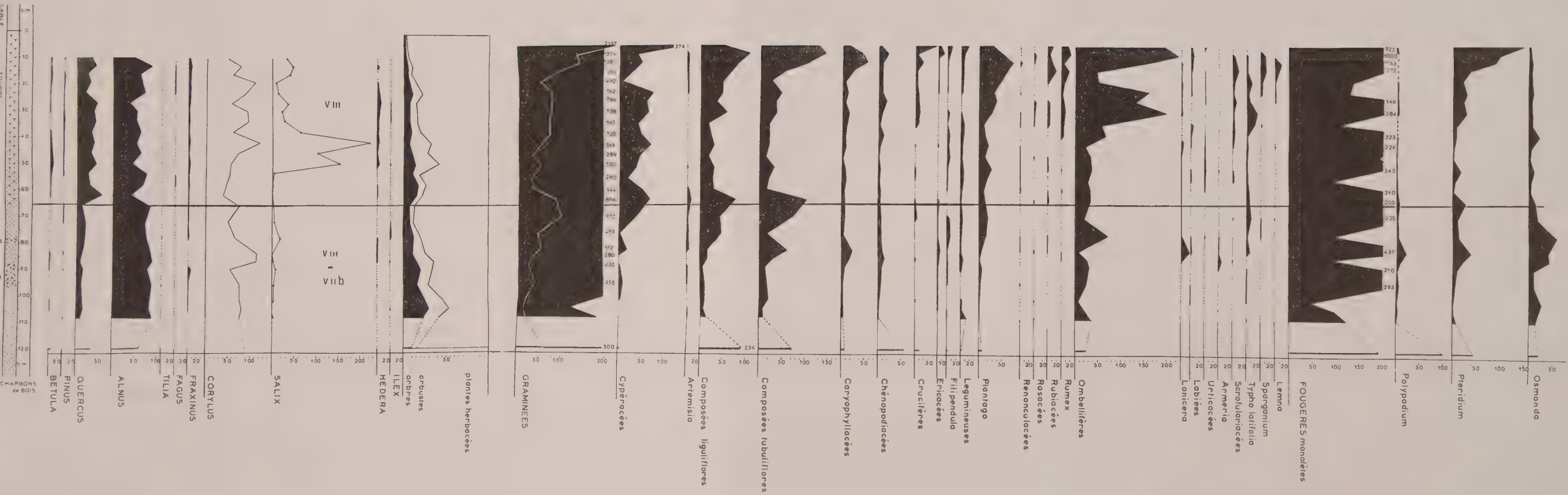


Fig. 86. - Diagramme pollinique simplifié mettant en évidence l'influence de l'Homme sur la végétation à Plouguerneau.

se sont accumulés dans le marais, datent le dépôt du Néolithique moyen. Les plantes herbacées sont très nombreuses et variées dans le diagramme pollinique ; aussi, afin de mettre en évidence la présence de populations néolithiques, grâce à leur influence sur la végétation, j'ai regroupé dans un second diagramme (fig. 86) un certain nombre de plantes qui, au cours du Postglaciaire, se sont développées parallèlement à l'agriculture (W. van Zeist, 1963) : *Plantago*, *Rumex*, Rubiacées, Urticacées, *Pteridium* et Céréales (les pollens de Chénopodiacées, d'*Artemisia*, de même que ceux des Graminées, qui caractérisent aussi la zone halophile et

PLOUGUERNEAU [FINISTERE] PLAGE DU CORREJOU



... - Diagramme pollinique du Corrégou en Plouguerneau (an Al ar Dreaz).

les marécages littoraux n'entrent pas dans ce nouveau diagramme). A ces plantes rudérales s'ajoutent, dans la nouvelle somme, des essences arbustives de terrain sec donc favorable à l'établissement d'un camp et dont le développement a pu être modifié par l'homme : *Quercus*, *Tilia*, *Fagus*, *Fraxinus*, *Acer*, *Corylus*. Ce nouveau diagramme permet d'observer, au-dessus de la zone à charbons de bois, la croissance de *Plantago*, l'apparition de *Rumex* puis des Rubiacées et des Urticacées. Les pollens de Céréales ne se rencontrent qu'au sommet du dépôt, au-dessus de 40 cm de profondeur. A partir de 16 cm de profondeur, le défrichement est intense ; la proportion des pollens de *Quercus* passe de 38 à 15 % et celle des pollens de *Corylus* de 28 à 8 % du nombre des pollens inclus dans la nouvelle somme. Selon l'humidité et peut-être la nature du sol, deux essences pionnières occupent les terrains laissés en friche : *Pteridium* et *Salix*. C'est ainsi que la courbe de fréquence de *Pteridium* présente deux maximums séparés par un maximum dans la courbe de *Salix*.

La région du Corréjou en Plouguerneau a donc été dès le Néolithique moyen défriché par le feu. Le sol ainsi préparé a été utilisé pour des pâturages, puis, tandis que le défrichement s'accroissait, une partie des terres a été mise en culture comme en témoigne la présence de pollens de Céréales. Ce type d'agriculture correspond à celui décrit pour la première fois par J. I v e r s e n (1941 et 1949) dans de nombreux sites danois.

- ENTRE KERLOUAN ET SAINT-POL-DE-LEON

La zone côtière de granite de Kerlouan, recouverte de limon, est très étendue. La plate-forme est disséquée par l'érosion de nombreux ruisseaux. Des dépôts tourbeux existent sur l'estran en avant des cordons dunaires ; ils sont nombreux dans la région de Kerlouan et de Brignogan.

1° - Brignogan : plage des Chardons Bleus

A Brignogan, sur la plage dite des Chardons Bleus, la tourbe affleure près de l'ancienne rampe du bateau de sauvetage, à 3 m au-dessus du N.G.F., soit 1,70 m sous les plus hautes mers (2, fig. 95). Le dépôt est un limon gris, épais de 80 cm surmonté par 30 cm de tourbe.

a - Datation pollinique (fig. 87)

Les caractères de la végétation : *Alnus* dominant, *Betula*, *Pinus* et *Tilia* rares, permettent de placer la formation de cette tourbe dans la période subboréale. Cependant, la base du dépôt qui renferme de forts pourcentages de pollens de *Quercus* et quelques pollens d'*Ulmus*, peut appartenir à la fin de la période atlantique.

BRIGNOGAN [FINISTÈRE] PLAGE DES CHARDONS BLEUS

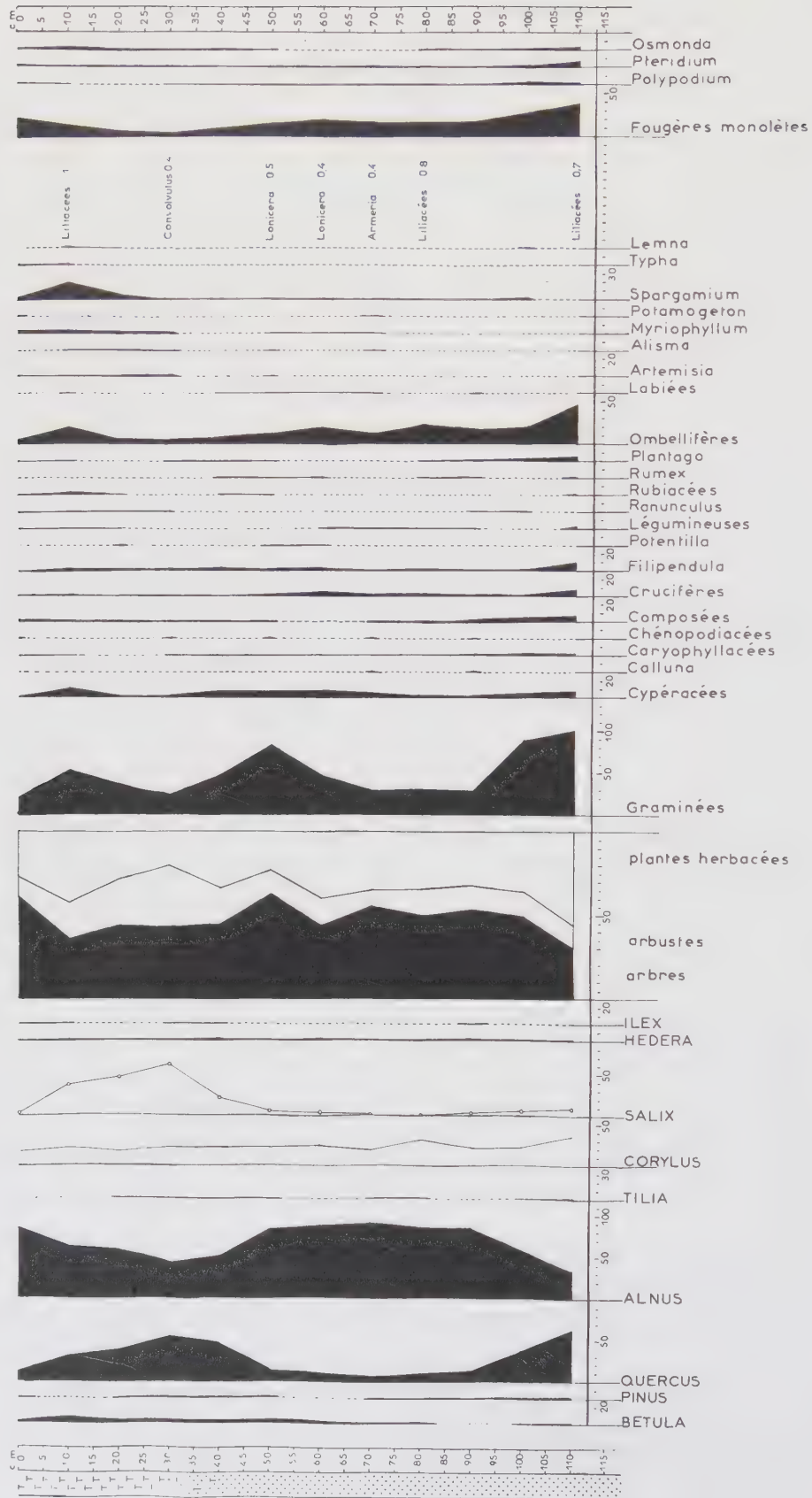


Fig. 87. - Diagramme pollinique des Chardons Bleus en Brignogan.

b - Datation radiocarbone

La datation C 14 d'un échantillon prélevé à 15 cm de profondeur a donné le résultat suivant : Gif 75 = 4 980 $\pm$ 120 années, correspondant à la période subboréale.

c - Activité humaine

Les Graminées sont abondantes et leur courbe de fréquence présente trois maximums. A ces maximums correspondent des pourcentages notables de pollens de plantes rudérales : *Plantago*, *Rumex*, *Artemisia*. Les pollens de Chénopodiacées sont très rares ; les pollens de Céréales sont absents. Ces poussées de Graminées et de plantes rudérales traduisent une diminution du couvert végétal et peuvent être dues à un défrichement par l'homme. La présence de *Rumex* qui, selon J. I v e r s e n (1949), apparaît avec le début de l'agriculture, appuie cette interprétation. En se basant notamment sur l'absence de pollens de Céréales, I. R o u x et A. L e r o i - G o u r h a n (1964) pensent que les défrichements décelés en France antérieurement à 3 000 avant J.C. sont dûs à la pratique de l'élevage ; l'apparition des autres techniques néolithiques en particulier la culture serait plus tardive. Cette hypothèse rejoint celle émise à propos du déclin d'*Ulmus* ; les deux phénomènes sont contemporains. Sans datation C 14, il est très difficile de fixer un âge au premier indice de défrichement à Brignogan. Il est certainement antérieur à 5 500 avant le présent et vraisemblablement proche du déclin d'*Ulmus* à Tréompan en Ploudalmézeau.

d - Altitude du niveau marin

Les plantes herbacées ne révèlent aucune influence marine dans le milieu de dépôt.

A 30 cm de profondeur, le nombre des pollens de plantes aquatiques : *Sparganium*, *Myriophyllum alterniflorum*, *Alisma plantago*, *Potamogeton* atteint 20 % du nombre des pollens de plantes herbacées. Ce développement des plantes aquatiques, au sommet du dépôt, correspond à une élévation du niveau de la nappe aquifère en relation avec la transgression flandrienne.

La falaise en arrière de la tourbe est formée, au-dessus d'un limon loessique ocre, par un sable fin, calcaire et très limoneux (M.T. K e r f o u r n, 1962), qui a pu se déposer dans une zone abritée correspondant à l'estuaire de l'actuel ruisseau. Ce dépôt atteint 1 m d'épaisseur au-dessus du niveau des plus hautes mers actuelles ; il est recouvert par des sables dont la granulométrie et la morphoscopie sont très proches de celles d'un sédiment marin. Ces caractéristiques sédimentologiques m'avaient conduite en 1962 à considérer comme sable marin l'ensemble de ces dépôts. Le sable supérieur représente un ancien cordon dunaire littoral.

BRIGNOGAN

[FINISTÈRE]

PLAGE DU SCLUZ

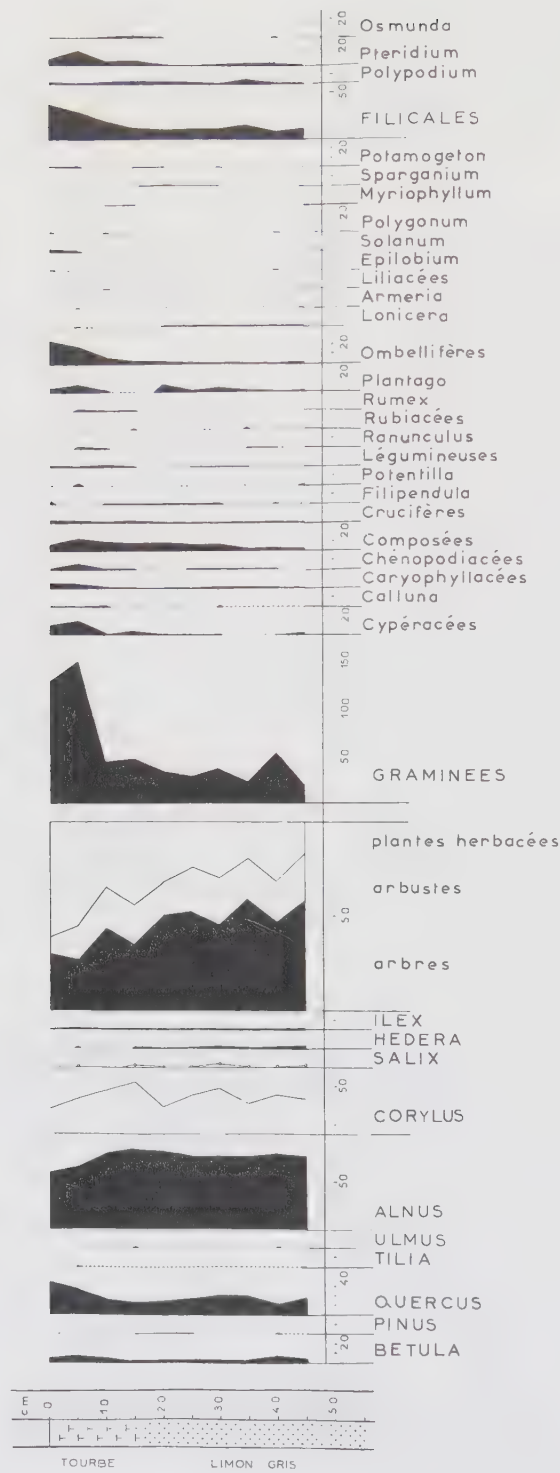


Fig. 88. - Diagramme pollinique du Scluz en Brignogan.

2° - Brignogan : plage du Scluz

Le dépôt tourbeux de la plage du Scluz, au fond de l'anse de Pontusval en Brignogan, est un sédiment très hétérogène. La phase détritique, composée de limon, d'arène et de sable, est importante. Le limon sur lequel il repose, représente un vieux sol d'habitat néolithique ; de nombreux éclats de silex ont été recueillis au voisinage de la tourbière.

Ce dépôt d'eau douce affleure à 2,50 m au-dessus du N.G.F., soit à 2,20 m sous le niveau des plus hautes mers (7, fig. 95).

a - Datation pollinique (fig. 88)

Le diagramme pollinique est dominé par les pollens d'*Alnus*. *Quercus* et *Betula* sont peu représentés. *Ulmus* et *Tilia* sont très rares. La formation de cette tourbe est postérieure au déclin d'*Ulmus* et se situe dans la période subboréale.

b - Datation radiocarbone

Un essai de datation par le Carbone 14 a donné un âge récent : Gif 713 = $1\ 260 \pm 100$ ans, qui n'est évidemment pas en accord avec la végétation et dont il ne peut être tenu compte.

c - Activité humaine

Le nombre des pollens d'arbres diminue progressivement à partir de la base du dépôt. Le nombre des pollens de Graminées est élevé ; il atteint 152 % du nombre total des pollens d'arbres. Les pollens d'Ombellifères, Composées, Cypéracées, Eriacées ont leur taux maximum. Cette régression du couvert végétal est la conséquence d'un défrichement local par les populations néolithiques. En effet, le nombre des pollens de *Rumex*, *Plantago*, Chénopodiacées et des spores de *Pteridium*, plantes témoins de la présence humaine, est important. L'absence de pollens de Céréales rapproche ce type de défrichement de ceux mis en évidence dans la tourbe de la plage des Chardons Bleus à Brignogan.

3° - Plounéour-Trez : plage du Lividic

Le dépôt organique qui affleure, dans la partie ouest sur la plage du Lividic en Plounéour-Trez, est très sableux ; il renferme de nombreux petits Gastéropodes abondants sur les schorres actuels : *Hydrobia*. Son aspect rappelle le niveau supérieur du gisement de Porspoder ; les débris organiques sont cependant ici plus nombreux.

a - Datation pollinique (fig. 89)

La tourbe est peu épaisse et sa position stratigraphique précise est difficile à établir. *Alnus* et *Quercus* ont une égale représentation ; il semble donc que le dépôt se situe à la limite entre les zones VIIb et VIII, vers 3 500 avant le présent.

b - Altitude du niveau marin

Le contenu pollinique indique, comme le laissait supposer la nature du sédiment, la présence d'une végétation halophile (fig. 89). Les pourcentages de pollens de Chénopodiacées et de Graminées sont abondants. *Armeria* et *Triglochin* sont présents. Ce dépôt qui s'est formé à une altitude voisine de celle des plus hautes mers, se trouve actuellement à 2 m au-dessus du N.G.F., soit 2,70 m au-dessous du niveau des plus hautes mers (10, fig. 95).

c - Datation radiocarbone

Un essai de datation C 14 donne un âge plus récent : Gif 1 300 = 1 390 $\pm$ 100 années.

Cette tourbe repose sur un vieux sol renfermant des charbons de bois et des débris de poterie qui s'étagent du Bronze moyen au Bronze final (B. H a l l e - g o u ë t, P.R. G i o t, J. B r i a r d, 1971). C'est de la même époque que datent les poches à coquillages creusées sous la surface du vieux sol dans la partie est de la plage ; ces fosses devaient être destinées à la cuisson sur place des coquillages (B. H a l l e g o u ë t, P.R. G i o t, J. B r i a r d 1971, p. 70-71). Ainsi donc peut être établi le lien entre le dépôt tourbeux saumâtre et le vieux sol. Ce qui tend à confirmer l'âge Subboréal de ce niveau saumâtre.

4° - Goulven : grève de Goulven

Entre Plounéour-Trez et Plouescat, la zone côtière est profondément entaillée par la baie de Goulven. Cette baie forme une zone plate qui s'étend du pied de la falaise fossile au niveau des plus basses mers, sur 7 km de large environ. Un important cordon dunaire barre le fond de l'anse entre l'embouchure de la Flèche et celle de la rivière de Plouescat. En arrière de ce cordon le terrain, bien qu'en partie drainé, est très marécageux et quelques étangs à Phragmites subsistent. Sous les sables marins formant le schorre et la slikke de la grève de Goulven, existe un dépôt tourbeux très étendu (fig. 91). Il repose directement sur le limon loessique. La tourbe a, en moyenne, 30 cm d'épaisseur. De petites racines dressées, bien visibles dans le limon sous-jacent lorsque la tourbe est enlevée, montrent qu'une végéta-

PLOUNEOUR_TREZ

[FINISTERE] PLAGE DU LIVIDIC

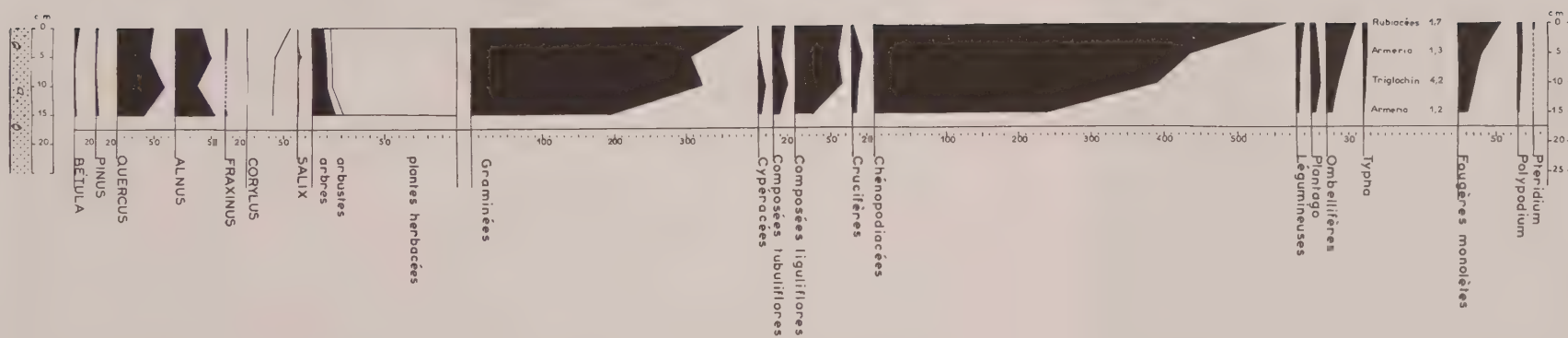


Fig. 89. - Diagramme pollinique du Lividic en Plouneour Trez.



tion herbacée s'est développée en ce point.

a - Datation pollinique (fig. 90)

L'abondance des pollens d'*Alnus* (93 % du total des pollens d'arbres), l'absence d'*Ulmus*, de *Tilia* permet de placer la formation de ce dépôt dans la période subboréale (zone VIIb).

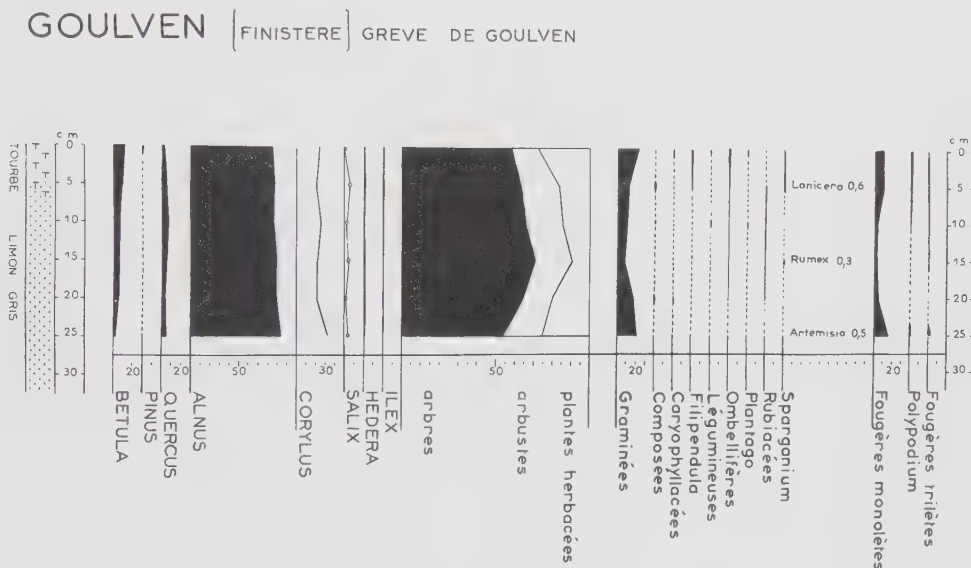


Fig. 90. - Diagramme pollinique de Goulven.

b - Sédimentation dans la baie de Goulven

Cette coupe résume les variations de la sédimentation dans la baie de Goulven depuis le Subboréal. Elle débute par une phase lacustre au cours de laquelle se sont accumulés les débris végétaux. Dans le dépôt, les pollens de plantes herbacées sont

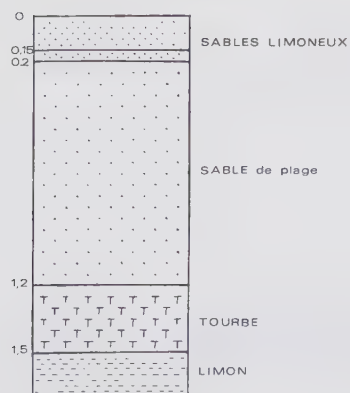


Fig. 91. - Coupe dans le schorre de Goulven.

peu abondants ; seule la courbe des Graminées est continue. Les Chenopodiacees sont absentes et aucun indice d'influence marine n'est décelable dans la végétation conservée. Elle se poursuit par une phase marine avec dépôt de sable de plage comparable à celui de l'estran actuel et contenant de nombreuses coquilles de Mollusques : *Littorina littorea*, *Gibbula magus*, *Cardium edule*. Le sable devient progressivement plus

fin et ocre tandis que les coquilles de Mollusques marins disparaissent. Une surface rubéfiée marque le sommet de ce dépôt marin et indique un retrait de la mer ; selon R.W. Fairbridge (1961), l'oxydation de ce sable demande une exposition à environ + 2 m. Puis une montée du niveau de la mer a permis, au-dessus, le dépôt de tange. Le sédiment très fin renferme de petits Gastéropodes de la zone halophile, des Hydrobies, et d'abondants microfossiles : Textularidae, Rotalidae, Coccolithophoridae. Quelques lambeaux de tange sableuse existent dans le fond de la baie, au-dessus du niveau du schorre actuel. Ils peuvent représenter un faciès latéral du sable marin lors de la première avancée de la mer dans la baie.

5° - Plouescat : plage de Porsguen

Dans la partie orientale de l'anse de Goulven, à Plouescat, sur la plage de Porsguen, affleure dans le haut de l'estran un dépôt tourbeux dans lequel ont été trouvés des ossements de Vertébrés, des fragments de silex, dont un nucléus, des tessons de poterie, qui rendent ce gisement particulièrement intéressant (J. Briard, C. Guérin, M.T. Morzadec-Kerfourn, Y. Plusquellec, 1971). La tourbe, visible dans l'angle sud de la plage, se trouve à 2 m environ au-dessus du niveau moyen des marées. Elle repose sur le limon loessique qui apparaît en de nombreux points sur l'estran et qui forme la base de la falaise. Celle-ci est recouverte par une formation dunaire importante qui s'étend sur une centaine de mètres à l'intérieur des terres.

a - Datation pollinique (fig. 92)

La végétation arbustive est dominée par *Alnus* ; à partir de 10 cm de profondeur, *Alnus* régresse au profit de *Quercus*. Le développement de la Chênaie caractérise en Bretagne le passage de la période subboréale (VIIb) à la période subatlantique (VIII).

b - Datation radiocarbone

Des charbons de bois prélevés à la base de la tourbière, dans le limon gris, ont été datés de 2 170 avant J.C. (Gif 711 = $4\,120 \pm 140$ ans) ; un échantillon de tourbe du sommet a donné le résultat suivant : Gif 710 = $3\,390 \pm 120$ ans, soit 1 440 avant J.C.

c - Activité humaine

Comme au Scluz en Brignogan, le nombre des pollens d'arbres diminue de la base au sommet. Etant donné l'abondance du matériel archéologique recueilli dans ce

PLOUESCAT (FINISTÈRE) PLAGE DE PORSGUEN

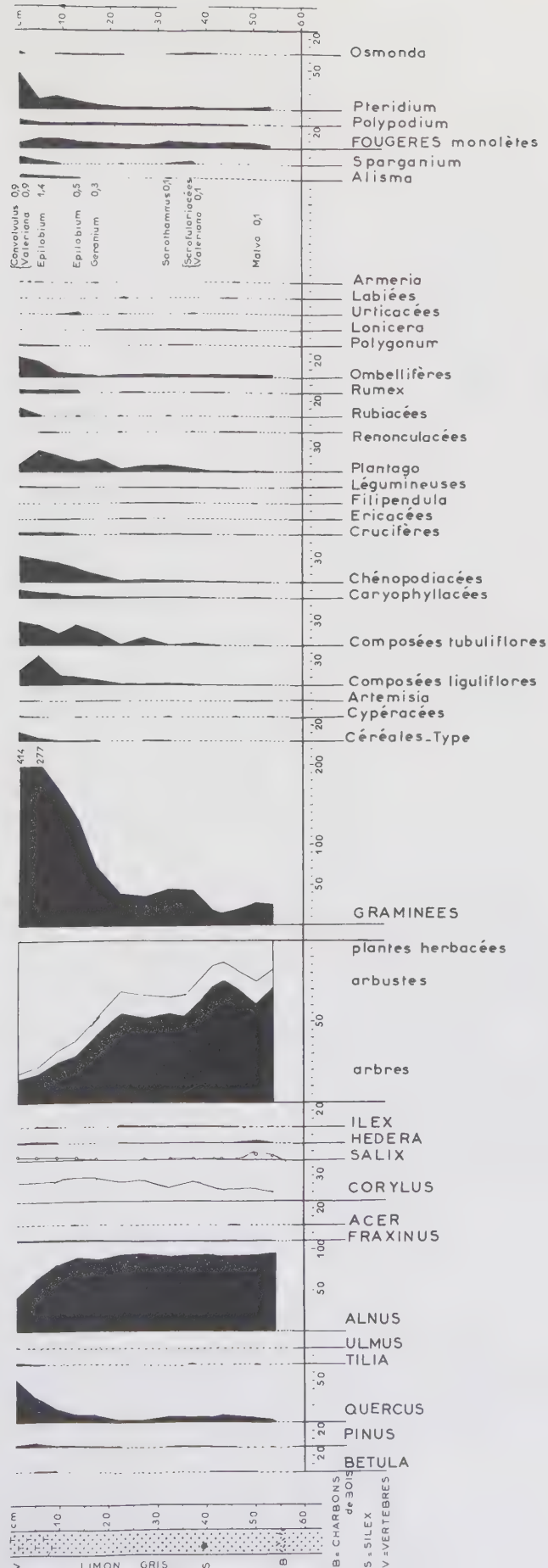


Fig. 92. - Diagramme pollinique de Plouescat.

site, cette diminution est certainement due à un défrichement par l'homme. Les modifications essentielles de la végétation herbacée se situent au niveau des découvertes archéologiques (fig. 93). La base du dépôt tourbeux est soulignée par un niveau de charbons de bois datés de 4 120 avant le présent. *Plantago* et *Pteridium* sont pré-

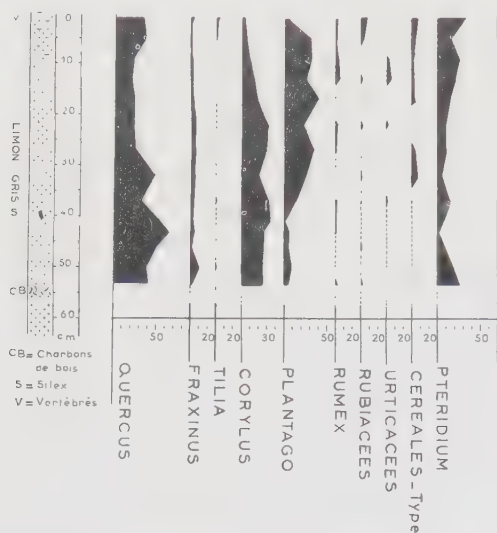


Fig. 93. - Diagramme pollinique simplifié mettant en évidence l'influence de l'Homme sur la végétation dans la région de Plouescat.

rudérales : Chénopodiacées, Urticacées, *Rumex*. Au sommet, au-dessus de 10 cm de profondeur, le déboisement est intense. Les pourcentages de pollens de Graminées sont élevés. Culture et élevage étaient pratiqués car on trouve à la fois des pollens de Céréales et des ossements d'animaux domestiques : mouton (*Ovis aries palustris*) et boeuf (*Bos* sp.). Des débris de poteries, identiques à ceux rencontrés dans les terres des tumulus de l'âge du Bronze moyen, provenant de la tourbe franche confirment également l'âge fourni par le radiocarbone. Le processus de mise en culture est en tout point comparable à celui observé à Plouguerneau. A Plouescat, ce phénomène est très net ; il n'est pas masqué par la végétation locale. Le défrichement par le feu à la fin du Néolithique (4 250 avant le présent à Plouguerneau, 4 120 avant le présent à Plouescat) n'est pas lié à la culture ; les premiers pollens de Céréales apparaissent plus tard, au Bronze, dans les diagrammes polliniques.

d - Altitude du niveau marin

Bien que la végétation ne présente aucun caractère halophile, quelques kystes de Dinoflagellés ont été observés au sommet de la tourbe. Le marais où se formait la tourbe a donc pu, par une très forte marée, voire une tempête, recevoir une certaine quantité d'eau salée entraînant l'apparition de ce plancton. Le sommet de la

sents ; ce premier défrichement qui ne semble pas accompagné de culture, date du Néolithique final. Il serait contemporain de la construction des allées couvertes que J. L'Helgoach (1965) situe en Bretagne occidentale vers 2 300 avant J.C. et par la même de celle du Kernic en Plouescat qui se trouve sur l'estran d'une plage voisine. A 40 cm de profondeur, ont été recueillis de nombreux débris de silex et un nucléus. Les pollens de Céréales apparaissent au-dessus de ce niveau ; ils sont accompagnés par de forts pourcentages de pollens de *Plantago* et une meilleure représentation des plantes

tourbe se trouve actuellement à 2,50 m au-dessus du N.G.F., soit à 2,20 m au-dessous du niveau des plus hautes mers (11, fig. 95).

6° - Santec : plage de Jugan

La région comprise entre l'estuaire commun de la Quilliec et de l'Horn et le port de Roscoff est recouverte par une importante formation dunaire. Si l'on en croit les anciennes chroniques, ces sables se seraient mis en place à la fin du XVII^e siècle et au début du XVIII^e siècle. F. K e r f o r n e (1921) cite des documents extraits du *Journal des savants* de Novembre 1725 et de registres du Parlement qui rendent compte d'une avancée désastreuse de sable à partir des plages du NW, dans la région de Santec, Roscoff et Saint-Pol-de-Léon, entre 1666 et 1722. En fait, ces dunes du littoral sont plus anciennes ; elles ont débuté à l'âge du Fer (P.R. G i o t , 1970).

A Santec, sur la plage au lieu-dit Jugan, affleure un important dépôt tourbeux qui a déjà fait l'objet de deux analyses polliniques qui avaient permis de le dater au Flandrien moyen (G. et C. D u b o i s , 1933 ; C. D u b o i s et J. S a u v a g e , 1963). La formation des dunes de Santec pouvant être récente, il m'a semblé intéressant d'approfondir l'étude de cette tourbe. Les échantillons pour l'analyse pollinique et la datation C 14 ont été prélevés sur l'estran à l'W du chemin conduisant à la plage. Au point sondé, le dépôt est peu épais ; il est formé par 25 cm de limon gris et 25 cm de tourbe superficielle.

a - Datation pollinique (fig. 94)

A la base, entre 50 et 40 cm de profondeur, le pourcentage des pollens d'arbres est élevé, supérieur à 50 %. *Alnus* domine, et, parmi les autres essences arborescentes, seuls *Quercus* et *Corylus* sont représentés. Au-dessus de 40 cm de profondeur, le taux des pollens d'arbres est faible ; le diagramme pollinique est dominé par l'apport local essentiellement herbacé. Cette chute du nombre des pollens d'arbres s'accompagne du développement de *Quercus* aux dépens d'*Alnus*. De nombreux pollens de *Fagus* existent dans la partie supérieure du dépôt. La base de la tourbe à *Alnus* dominant appartient à la période subboréale tandis que le sommet à *Quercus* dominant et *Fagus* est du Subatlantique ; le passage de la zone subboréale à la zone subatlantique est ici très net et il est possible que la sédimentation ait été interrompue à la fin du Subboréal.

b - Datation radiocarbone

La partie supérieure de la tourbe a été datée de 380 avant J.C. (Gif 818 = 2 330 $\pm$ 105 années) ; c'est le dépôt le plus récent rencontré sur les plages du Léon.

Les pourcentages relativement élevés de *Fagus* confirment cette datation.

c - *Altitude du niveau marin*

L'absence de continuité entre les deux zones se retrouve également dans les caractères de la végétation herbacée. Dans la zone VIIb, les pollens d'Herbacées sont rares ; seuls les Graminées, Caryophyllacées et Plantaginacées sont représentés. Les pourcentages de pollens de plantes herbacées sont très élevés dans la zone VIII ; entre 40 et 15 cm de profondeur, la présence de forts pourcentages de pollens de Graminées, Chénopodiacées, Composées, Crucifères et Plantains indique l'existence d'un marais littoral derrière un cordon de barrage ; entre 15 et 5 cm de profondeur, le contenu pollinique correspond à celui d'une Myriophyllaie acide à *Myriophyllum alterniflorum*, *Typha latifolia*, *Nymphaea* et *Sparganium* ; au sommet, l'association pollinique représente une végétation de bordure d'étang avec des Graminées, Cypéracées, Fougères de type *Athyrium*. Saumâtre à la base, la végétation devient lacustre au sommet. A Santec, l'évolution du peuplement végétal est donc inverse de celle observée à Argenton dans le niveau supérieur A ; la tourbe de Santec a pu se former au cours d'une phase de recul de la mer, vers 2 330 avant l'actuel.

Elle se trouve sur l'estran, à 2 m au-dessus du N.G.F., soit environ 2,80 m sous le niveau des plus hautes mers actuelles (15, fig. 95).

ANTEC { FINISTERE }

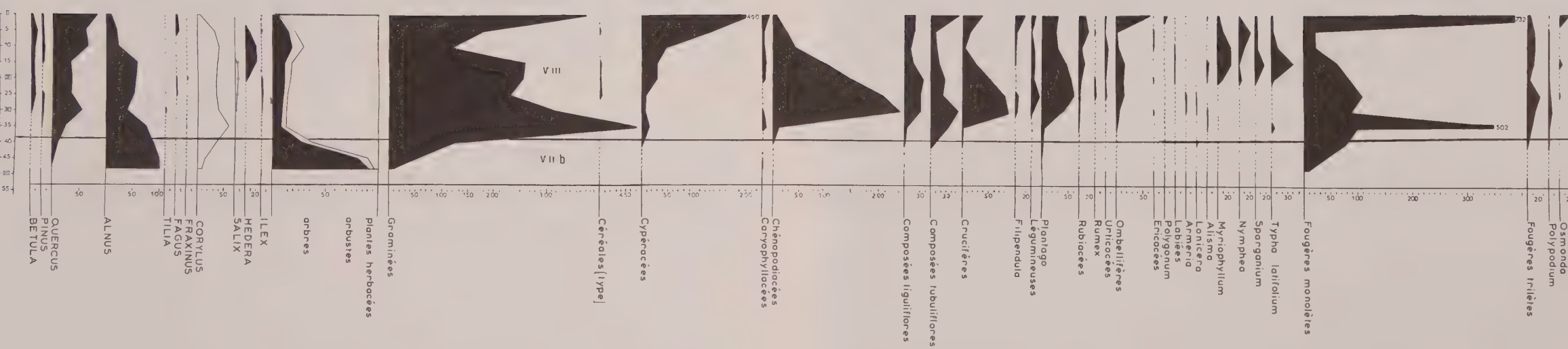


Fig. 94. - Diagramme pollinique du Jugan en Santec.

C - CONCLUSION

En coordonnant les résultats de l'étude des tourbières littorales du Léon, il est possible de proposer les conclusions suivantes, concernant :

- l'évolution de la flore littorale,
- l'influence de l'homme sur la végétation,
- les variations du niveau marin à la fin du Flandrien.

1° - Evolution de la flore littorale du Léon

L'analyse pollinique de ces tourbières littorales a été entreprise essentiellement pour étudier les variations du niveau marin au Flandrien, le long de la côte nord du Finistère. En effet, ces tourbes sont souvent érodées par la mer et elles ne représentent qu'un court épisode de l'histoire régionale de la flore. Cependant, cette étude regroupant des dépôts qui se répartissent de la fin de l'Atlantique (5 700 avant le présent) au Subatlantique (2 330 avant le présent) permet de suivre l'évolution de la flore littorale du Léon (tableau XV, p. 177).

ATLANTIQUE

- zone VIIa de H. G o d w i n

Les dépôts de cette période affleurent au niveau des plus basses mers et sont visibles à Tréompan en Ploudalmézeau. *Alnus* et *Quercus* ont un égal développement ; *Ulmus* et *Tilia* sont présents mais avec de faibles pourcentages. *Ulmus* se trouve cependant dans le Léon, près du littoral et sur sol limoneux, dans des conditions écologiques favorables. La limite supérieure de la zone VIIa a été datée de 5 770 ans avant le présent à Ploudalmézeau.

SUBBOREAL

- zone VIIb de H. G o d w i n

Au cours de la période subboréale, *Alnus* domine nettement les autres essences arbustives. Le nombre de ses pollens atteint souvent 90 % du total des pollens d'arbres. *Quercus* et *Betula* sont peu abondants ; leur courbe de fréquence est cependant toujours continue. *Tilia* et *Ulmus* sont rares.

SUBATLANTIQUE

- zone VIII de H. G o d w i n

Cette période est marquée par le déclin d'*Alnus* au profit de *Quercus*. *Fagus* apparaît toujours avec de faibles pourcentages et sporadiquement. Il est vrai que cette étude est limitée dans le Subatlantique à 2 380 avant le présent et que *Fagus* ne prend de l'importance en Bretagne dans les Montagnes d'Arrée qu'au début de notre ère (W. v a n Z e i s t, 1963 et 1964). Un seul pollen de *Carpinus* a été identifié

dans la tourbe de Lampaul-Plouarzel. Dans les Montagnes d'Arrée, à Spézet, *Carpinus* apparaît après 2 765 avant le présent et quelques pollens isolés ont été trouvés dans un niveau daté de 3 850 avant le présent environ (W. v a n Z e i s t, 1964).

Dans tous les diagrammes étudiés, *Pinus* est présent mais avec de très faibles pourcentages. L'évolution de la flore sur le littoral nord de la Bretagne occidentale est, en de nombreux points, comparable à celle observée en Angleterre. Toutefois la position plus méridionale de la Bretagne a permis l'apparition plus précoce des thermophiles. Les variations de la végétation sont surtout dominées par le comportement d'*Alnus* : la limite entre les zones VIIa et VIIb marquée par le développement d'*Alnus*, se situe vers 5 700 avant le présent ; la limite entre les zones VIIb et VIII, définie par le déclin d'*Alnus* au profit de *Quercus* est proche de 3 300 avant le présent.

Il faut noter, et peut-être n'est-ce qu'une coïncidence, que la chute des pourcentages de pollens d'*Alnus* à la fin du Subboréal est contemporaine de l'arrivée de la mer flandrienne près du littoral actuel ; des zones basses et plus ou moins marécageuses, propices au développement d'*Alnus*, ont pu être envahies. Cette chute de l'Aulne pourrait donc n'avoir aucune cause d'ordre climatique.

2° - Influence de l'homme sur la végétation

Trois types de défrichements ont été décelés dans les tourbes côtières du Léon. Les premiers apparaissent à la fin de l'Atlantique et au début du Subboréal ; ils sont caractérisés par une augmentation du nombre des pollens de Graminées et de *Plantago*. Les pollens de Céréales sont absents. A Tréompan en Ploudalmézeau, ce défrichement, s'accompagnant du déclin d'*Ulmus*, a été daté de 5 770 avant le présent : à Brignogan, trois poussées de Graminées et de plantes rudérales sont observées antérieurement à 4 980 avant le présent. Selon J. T r o e l s - S m i t h (1966) ce mode de défrichement serait lié à la présence de paysans néolithiques ayant essentiellement des activités pastorales. A partir de 4 200 avant le présent, un autre type de colonisation, décrit pour la première fois par J. I v e r s e n au Danemark (1941 et 1949) a été mis en évidence à Plouguerneau et à Plouescat. A la base de ces deux dépôts existe une couche très riche en charbons de bois. Ce défrichement par le feu est immédiatement suivi par le développement de *Plantago* et *Pteridium*. Puis le déboisement s'intensifie et au début du Bronze moyen, vers 3 500 avant le présent, les premières Céréales apparaissent.

3° - Variations du niveau marin à la fin du Flandrien

Les dépôts tourbeux qui affleurent sur les estrans (fig. 73) de la côte nord

du Finistère et parfois à la base des falaises se sont constitués au cours du Flandrien, de la fin de l'Atlantique (5 700 avant le présent) au Subatlantique (2 330 avant le présent). Leur formation est contemporaine de la phase finale de la transgression. Ces dépôts sont donc particulièrement intéressants ; en effet, si pour cette période les renseignements sont nombreux concernant les mouvements de la mer, leurs interprétations par les différents auteurs ne concordent pas toujours. Il est certain que la morphologie de la plate-forme côtière, les déformations et les mouvements isostatiques locaux peuvent influencer de façon très importante le phénomène général de la transgression flandrienne. C'est pourquoi il est nécessaire de limiter l'étude des variations du niveau marin à une région bien définie du point de vue morphologique et tectonique.

Les résultats obtenus sur le littoral du Léon ont été reportés sur un graphique (fig. 95). Les altitudes des dépôts ont été calculées par rapport au niveau des plus hautes mers actuelles et non par rapport au N.G.F. (nivellement général de la France), car l'amplitude de la marée varie considérablement d'Ouest en Est (elle est de 7,70 m à Brest et de 9,70 m à Morlaix), de plus, l'influence marine passée pouvait, en un point donné, ne se manifester qu'aux très fortes marées ; un apport temporaire d'eau marine suffisait à apporter des kystes de Dinoflagellés qui subsistaient plus ou moins longtemps. Sur le graphique, les altitudes sont portées en ordonnées, les temps en abscisses ; les tourbes d'eau douce sont représentées par un cercle, les tourbes saumâtres par un cercle pointé. Les altitudes des menhirs, des allées couvertes néolithiques submergées et des briquetages de l'Age du Fer ont également été notées.

A la fin de la période atlantique, vers 5 700 avant le présent, au moment du déclin d'*Ulmus* à Tréompan en Ploudalmézeau et des premiers défrichements à Brignogan, donc dans le Néolithique ancien armoricain, la mer se trouvait au-dessous de son niveau actuel. La tourbe de Tréompan en Ploudalmézeau (1, fig. 95) datée de 5 770 ans, qui se situe au niveau des plus basses mers de vives eaux actuelles, renferme des indices d'influence marine, notamment des "Hystrichosphères", qui permettent de placer le niveau des plus hautes mers de l'époque vers 8,80 m, au-dessous de son niveau actuel. Entre 5 700 et 4 000 avant le présent, la progression de la mer flandrienne a été lente et il semble qu'elle se soit maintenue à un niveau inférieur à l'actuel. Les tourbes d'eau douce, affleurant sur les estrans de Goulven (3, fig. 95), du Scluz (7, fig. 95) et des Chardons Bleus (2, fig. 95) en Brignogan qui datent de cette époque, apportent peu de renseignements sur leur distance à la mer, sinon qu'elles se sont formées au-dessus des plus hautes mers. Les nombreux habitats néolithiques (comme celui du Curnic en Guissény ayant fourni des séries de

charbons de bois datés en moyenne de 5 500 jusque 4 500 avant le présent) qui apparaissent sur les estrans à la faveur de fortes marées ou de tempêtes, montrent que pendant le Néolithique, la mer était à un niveau inférieur à l'actuel. Les monuments mégalithiques actuellement submergés ont également été construits à cette époque vraisemblablement hors d'atteinte de la mer ; le menhir de Men Ozac'h en Plouguerneau dont la base se trouve à 6,40 m au-dessous des plus hautes mers actuelles, a été élevé entre 5 000 et 4 500 avant le présent (P.R. G i o t, 1960). Les allées couvertes du Kernic en Plouescat, de Lerret en Kerlouan dont la construction date de 4 300 avant le présent environ, mais qui peuvent avoir été utilisées au-delà de 4 000 avant le présent (J. L'H e l g o u a c h, 1965), se trouvent sur l'estran au voisinage du niveau moyen des marées. La seule indication sur la position de la mer pour cette période est fournie par le dépôt tourbeux qui affleure entre 4 et 5 m sous les plus hautes mers, sur les berges de l'ancien chenal du ruisseau de la plage

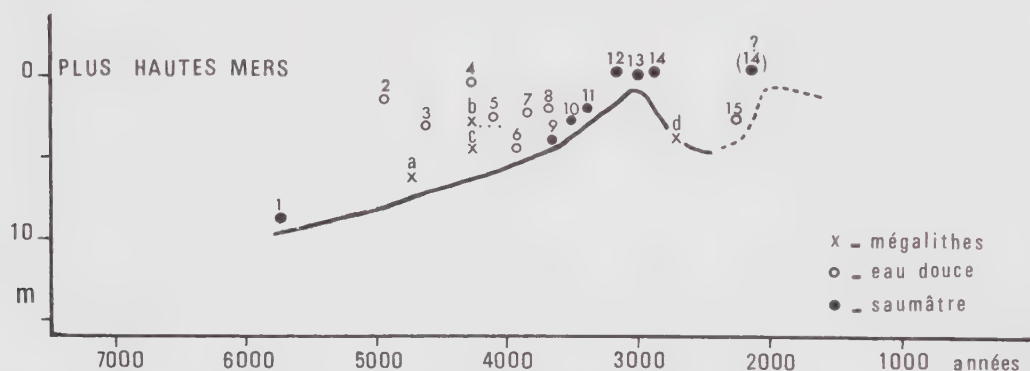


Fig. 95. - Courbe de variation du niveau de la mer dans le Léon, depuis la fin de l'Atlantique.

de Gwen Trez à Argenton en Landunvez (6, fig. 95). A la tourbe d'eau douce, datée de 3 970 années B.P. succède une tourbe saumâtre renfermant de forts pourcentages de pollens de Chénopodiacées. Dans le Léon, il semble qu'entre 5 700 et 4 000 avant le présent, le niveau de la mer se soit maintenu entre 9 et 5 m sous le niveau des plus hautes mers actuelles.

C'est après 3 600 avant le présent environ, que le mouvement transgressif s'est accentué. La mer a recouvert les sites et les tourbières néolithiques ; des sables marins, témoins de cette avancée, subsistent au-dessus de la tourbe de Goulven. Toutes les tourbes étudiées, datées de 3 500 à 3 000 avant le présent sont des tourbes déposées derrière cordon de barrage. Les marais étaient établis sur sol limoneux à l'exception de ceux d'Argenton et de Lampaul-Plouarzel développés sur sol sableux. La présence de kystes de Dinoflagellés permet cependant d'affirmer qu'ils se trouvaient à une altitude voisine de celle des plus hautes mers. Ces

Localisation	Date C 14 (Gif-sur-Yvette)		Altitude du dépôt en m		Nature du dépôt	Zone pollinique	Caractères de la végétation
	N°	Age	par rapport au N.G.F.	par rapport aux P.H.M.			
15 - Santec	818	2 330±105	+ 2	- 2,8	eau douce	VIII	<i>Quercus</i> dominant, <i>Alnus</i> , <i>Fagus</i> .
14 - Argenton, A.	817	2 180±105	+ 4,5	+ 0,6	saumâtre	VIII	<i>Quercus</i> dominant, <i>Alnus</i> , <i>Fagus</i> .
13 - Lampaul - Plouarzel	712	3 020±110	+ 3,5	0	saumâtre	VIII	<i>Quercus</i> dominant, <i>Alnus</i> , <i>Fagus</i> .
12 - Porspoder			+ 4,2	+ 0,3	saumâtre	VIIb-VIII	<i>Alnus</i> dominant, <i>Quercus</i> .
11 - Plouescat (sommet)	710	3 390±120	+ 2,5	- 2,2	saumâtre	VIIb-VIII	<i>Alnus</i> dominant, <i>Quercus</i> .
10 - Plounéour - Trez	1300	1 390±100	+ 2	- 2,7	saumâtre	VIIb-VIII	<i>Alnus</i> = <i>Quercus</i> .
9 - Argenton, B.	815	3 620±125	0	- 3,9	saumâtre	VIIb-VIII	<i>Alnus</i> = <i>Quercus</i> , <i>Fagus</i> .
8 - Trézien	714	3 660±115	+ 1,5	- 2,2	eau douce	VIIb	<i>Alnus</i> dominant, <i>Quercus</i> .
7 - Brignogan, le Scluz	713	1 260±100	+ 2,5	- 2,2	eau douce	VIIb	<i>Alnus</i> dominant, <i>Quercus</i> .
6 - Argenton	816	3 970±35	- 0,5	- 4,4	eau douce	VIIb	<i>Alnus</i> dominant, <i>Quercus</i> .
5 - Plouescat (base)	711	4 120±140	+ 2	- 2,7	eau douce	VIIb	<i>Alnus</i> dominant, <i>Quercus</i> .
4 - Plouguerneau (base)	282	4 250±250	+ 4	- 0,5	eau douce	VIIb	<i>Alnus</i> dominant, <i>Quercus</i> .
3 - Goulven			+ 1,7	- 3	eau douce	VIIb	<i>Alnus</i> dominant, <i>Quercus</i> .
2 - Brignogan, Chardons Bleus	75	4 980±120	+ 3	- 1,7	eau douce	VIIb	<i>Alnus</i> dominant, <i>Quercus</i> .
1 - Ploudalmézeau	766	5 770±150	- 4,4	- 8,8	saumâtre	fin VIIa	<i>Quercus</i> dominant, <i>Alnus</i> , <i>Ulmus</i> , <i>Tilia</i> .

Tableau XV. - Résumé des données polliniques et radiochronologiques des sédiments organiques des estrans du Léon, Finistère.

tourbes permettent donc de tracer avec une certaine précision la courbe d'altitude du niveau marin maximum. Les tourbes de Lampaul-Plouarzel, de Porspoder, d'Argenton, de Plouguerneau (13, 12, 14, 4, fig. 95) se présentent actuellement en falaise jusqu'à 0,6 m au-dessus des plus hautes mers. A Porspoder, à 1 m au-dessus des plus hautes mers existe, en falaise, une lentille argileuse qui renferme de très forts pourcentages de pollens de *Plantago maritima* indiquant qu'elle s'est déposée à une altitude légèrement supérieure à celle des plus hautes mers. L'ensemble de ces données tend à prouver que la mer a atteint au début du Subatlantique, entre 3 600 et 3 000 avant le présent, un niveau proche et peut-être légèrement supérieur à l'actuel. Ce mouvement positif a également été mis en évidence en East Anglia par H. G o d w i n (1943) et en Scandinavie par N.A. M ö r n e r (1969). Avant la fin du Bronze, après 3 000 avant le présent, la mer est certainement descendue au-dessous de son niveau actuel ; des coffres de l'Age du Bronze apparaissent fréquemment sur les estrans, des briquetages protohistoriques sont actuellement submergés au Curnic en Guissény et à Kerlavos en Trégastel. Dans le Léon, parmi les tourbes étudiées, seule celle de Santec (15, fig. 95) datée de 2 380 avant le présent est contemporaine de cette phase régressive ; l'évolution de la flore herbacée témoigne bien d'une diminution des influences marines de la base au sommet du dépôt. La mer s'est maintenue à un niveau inférieur à l'actuel jusqu'au Gallo-Romain car de nombreux sites, comme celui du réservoir à poissons du Curnic en Guissény daté de 270 après J. C. par la découverte d'une monnaie de Tetricus (R. S a n q u e r, 1968-1969) se trouve au niveau des plus hautes mers.

La remontée de la mer qui a suivi le Gallo-Romain correspond à la transgression dunquerkienne. Le dépôt de la tange sableuse à Goulven, au-dessus des sables marins dont la surface a été oxydée lors de la régression, est contemporaine de cette remontée de la mer jusqu'à son niveau actuel.

C'est au cours de cette légère régression de la mer flandrienne que se sont mises en place la plupart des dunes littorales du Léon. Des cordons sableux de barrage se sont constitués près du rivage actuel au Bronze ancien et moyen, entre 3 700 et 3 000 avant le présent. Les véritables dunes se sont développées à la fin du Bronze et à l'Age du Fer, à partir du matériel sableux abandonné lors du retrait de la mer. Des sites archéologiques de ces périodes sont très souvent recouverts ou interstratifiés dans les dunes (P.R. G i o t, 1970). Ces dunes qui ont pu atteindre de très fortes altitudes, en particulier sur la côte occidentale du Léon, ne sont plus généralement alimentées. Il est possible que, comme à Santec, au XVIIe et XVIIIe siècle une nouvelle avancée de sable se soit produite sur le littoral du Léon. Les dunes actuelles de Tréompan en Ploudalmézeau, de Guissény, de Goulven et de Santec sont surtout localisées en arrière des zones basses.

IV - CONCLUSION A L'ETUDE DES DEPOTS ORGANIQUES FLANDRIENS

Ces nombreux gisements flandriens apportent des résultats plus précis que ceux obtenus pour les périodes antérieures.

Des datations radiocarbone permettent de rattacher les zones polliniques à une échelle géochronologique et de nombreuses oscillations du niveau marin peuvent être mises en évidence.

A - BIOSTRATIGRAPHIE DU FLANDRIEN

Il n'y a pas le long du littoral armoricain de gisement dans lequel les zones polliniques puissent être considérées comme des Chronozones. Les sédiments remblayant la vallée de la Vilaine aux environs de Redon fournissent un diagramme pollinique relativement complet pour la période s'étendant de la fin du Boréal à l'Actuel. Mais les datations C 14 sont très difficiles à obtenir dans les sédiments vaseux et ces zones polliniques de Redon ne peuvent être reliées à une échelle géochronologique.

C'est donc sur l'ensemble des résultats du littoral armoricain que les caractères de la zonation pollinique seront définis (tableau XVI).

1° - Evolution de la végétation

Un schéma relativement précis peut être tracé de l'évolution de la végétation au Flandrien (fig. 96).

a - Les arbres à caractères boréaux : Betula, Pinus qui dominent au Préboréal et au début du Boréal, sont en nette régression à la fin de cette dernière période.

b - Les arbres thermophiles : Quercus, Corylus font leur apparition au cours du tardiglaciaire weichselien. *Quercus* se développe dès le Préboréal. Au Boréal il joue avec *Corylus* un rôle très important dans la végétation. Il ne perd ce caractère prédominant qu'au cours du Subboréal.

Alnus apparaît à la fin du Boréal, s'étend pendant l'Atlantique pour atteindre son maximum de développement au Subboréal.

Ulmus est présent à la fin du Boréal mais il n'a jamais montré une grande extension. Le littoral armoricain constitue cependant pour cette essence un milieu écologique particulièrement favorable. Il est très difficile de déceler le classique déclin d'*Ulmus* à la fin de l'Atlantique bien que le maximum de développement de cette essence se situe au cours de cette zone.

Datations radiocarbone (Gif) années B.P.	H. Godwin (1940)	Zones polliniques	C. Turner et R.G. West (1968)
Santec 2 330	Subatlantique - VIII	<i>Quercus, Alnus, Fagus</i>	Fl III
Lampaul-Plouarzel 3 020			
Le Leguer 3 075	Subboréal-Subatlantique - VIIb-VIII	<i>Quercus, Alnus (Tilia, Fagus)</i>	
Plouescat 3 390			
Redon 3 600	Subboréal - VIIb	<i>Alnus, Quercus, Tilia</i>	Fl II
Argenton 3 660			
Brignogan 4 980	Atlantique - VIIa	<i>Quercus, Alnus, Tilia, Ulmus</i>	
Dol, sondage 8 5 450			
Dol, sondage 12 5 600	Atlantique - VIIa	<i>Quercus, Alnus, Tilia, Ulmus</i>	
Ploudalmézeau 5 770			
Dol, sondage 9 5 850	Atlantique - VIIa	<i>Quercus, Alnus, Tilia, Ulmus</i>	
Aber-Ildut 7 950			
Cherbourg 8 200	Boréal	<i>Corylus, Quercus, Pinus (Ulmus)</i>	Fl I
Cherbourg 9 470			

Tableau XVI. - Evolution de la végétation armoricaine du Flandrien ; limites radiochronologiques des zones polliniques.

Tilia comme *Ulmus* est faiblement représenté au Flandrien dans le Massif Armoricain. Il s'est implanté au début de l'Atlantique et au Subboréal mais disparaît dès le début du Subatlantique.

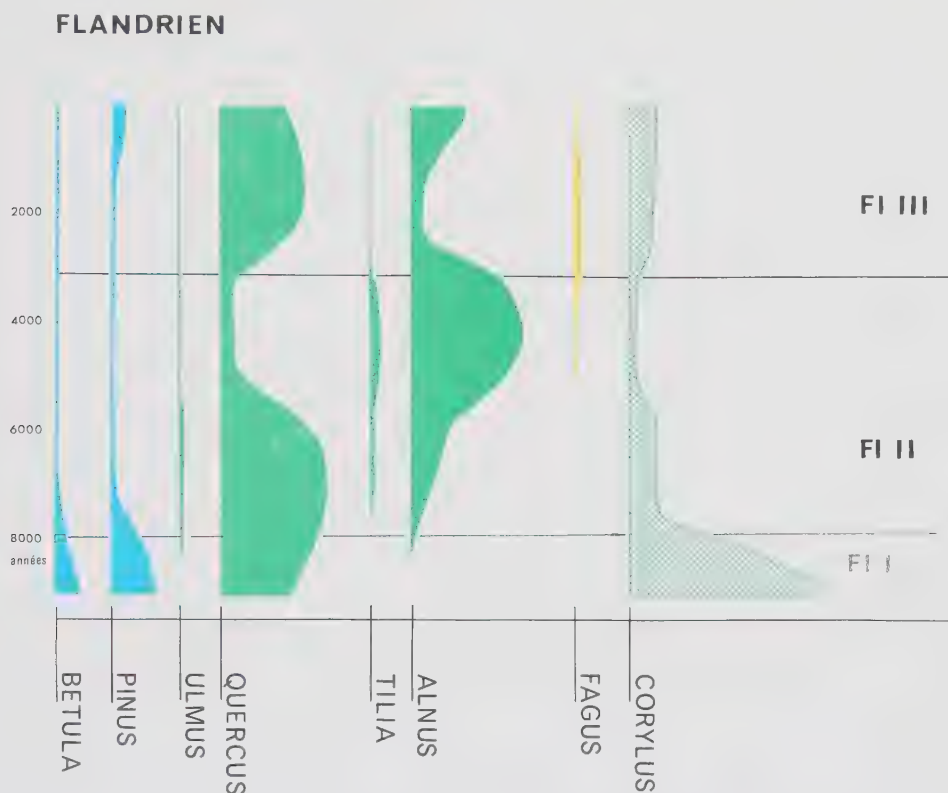


Fig. 96. - Diagramme pollinique simplifié du Flandrien.

c - Les arbres tarditempérés : *Fagus*, *Carpinus*, au tout début de leur extension, n'ont pas encore un rôle clairement défini.

Fagus apparaît à l'Est du Massif Armoricain dès le début du Subboréal tandis que dans le Léon il marque le début du Subatlantique. Sa présence est constante au Subatlantique. *Carpinus* est très rare ; on le rencontre au Subatlantique à l'Est comme à l'Ouest.

2° - Limites radiochronologiques des zones polliniques

Les datations radiocarbone fournissent pour les limites des différentes zones des dates assez précoces.

a - La limite Boréal - Atlantique se situe vers 7 800 années B.P. ; elle est

marquée par le développement d'*Alnus* et de *Tilia*.

b - La limite Atlantique - Subboréal oscille entre 5 700 et 5 500 années B.P. ; elle est peut-être liée à l'activité humaine au début du Néolithique. On constate une extension d'*Alnus*, une chute d'*Ulmus* et une régression momentanée de *Tilia*.

c - La limite Subboréal - Subatlantique s'échelonne de 3 600 à 3 000 années B.P. Pour cette période il a été défini une zone de transition, VIIb - VIII, au cours de laquelle *Alnus* décroît et *Tilia* disparaît plus ou moins simultanément.

Après 3 000 B.P., le Subatlantique classique est caractérisé par le développement de *Quercus*, la présence de *Fagus* et l'absence de *Tilia*.

3° - Influence de l'Homme sur la végétation

Les populations nomades épipaléolithiques (mésolithiques), vivant essentiellement de chasse et de cueillette, ont peu modifié l'environnement végétal naturel.

Au Néolithique ancien, le caractère plus sédentaire des populations se marque près de leur campement par la croissance des plantes rudérales et des Graminées. La véritable déforestation commence à la fin du Néolithique, entre 4 400 et 4 100 années (Plouescat, Plouguerneau, Brignogan, Vildé-Bidon) ; la technique du brûlis a été utilisée. Ce défrichement est immédiatement suivi par la mise en culture. Les cultures, en particulier celle des Céréales s'étendent au cours du Bronze et de l'Age du Fer.

B - EVOLUTION DE LA TRANSGRESSION FLANDRIENNE

1° - La sédimentation flandrienne près du littoral actuel

Au cours de la période boréale la mer est proche, en Manche et Atlantique, de l'actuelle ligne de rivage. La sédimentation à cette époque est représentée dans les rias et les estuaires par des dépôts lacustres, devenant progressivement saumâtres : sables vaseux dans la vallée de la Vilaine, argile tourbeuse dans les estuaires de la baie du Mont-Saint-Michel.

A la fin du Boréal et à l'Atlantique, ces dépôts sont recouverts par des sédiments marins, généralement intertidaux, qui se sont mis en place dans les rias et les baies : sables calcaires coquilliers vers l'aval (vallée de la Vilaine à Arzal, rade de Brest, baie du Mont-Saint-Michel) et sables vaseux, saumâtres vers l'amont (vallée de la Vilaine près de Redon). A la fin de cette période, vers 5 700 avant l'actuel, la mer atteignait le niveau des plus basses mers actuelles.

Dès la fin de l'Atlantique, la sédimentation marine se ralentit près de la

côte. Dans le Léon, sur les zones plates correspondant aux estrans actuels des tourbières, s'établissent pour la plupart en relation avec la construction de cordons littoraux sableux à l'embouchure des rivières et des ruisseaux. Leur formation s'échelonne durant tout le Subboréal entre 5 700 (Tréompan en Ploudalmézeau) et 2 330 avant l'actuel (Santec) ; mais elle est plus importante entre 4 000 et 3 000 avant l'actuel. Dans la vallée de la Vilaine, c'est vers 3 600 avant l'actuel que s'établissent, aux environs de Redon, des marécages d'eau douce au-dessus de la vase saumâtre. Pendant le Subboréal, grâce au jeu conjugué de la montée irrégulière de la mer et de la construction de cordons littoraux, le fond de la baie du Mont-Saint-Michel fait partie tantôt du domaine maritime, tantôt du domaine sublittoral. Successivement se forment, vers 5 500 B.P. le cordon de Châteauneuf, vers 3 500 B.P. le Grand Sillon et vers 3 000 B.P. le cordon de la Fresnais.

Au Subatlantique, les dépôts lacustres sont localement recouverts par des sables et des tangles.

2° - Variation du niveau marin

Cette évolution de la sédimentation flandrienne, le long du littoral armoricain est une conséquence de la vitesse de remontée du niveau de la mer. Cependant, à partir de la fin de l'Atlantique, dès que cette vitesse se ralentit, il est très difficile de savoir si les nombreuses variations de la sédimentation sont dues à des oscillations du niveau marin ou à la construction, puis la rupture de cordons littoraux. La confrontation des résultats obtenus dans le Massif Armoricain dans trois domaines littoraux bien individualisés : rias et estuaires, estrans, marais maritime, confirme le caractère oscillatoire de la transgression flandrienne ; caractère qui a tendance à s'affirmer actuellement dans les courbes obtenues un peu partout dans le monde (E.D. G i l l, 1969). Si, sur la figure 97, un certain décalage apparaît dans la position des diverses oscillations, il est peut-être à attribuer à l'incertitude de la mesure d'âge : d'une part à l'erreur physique liée aux mesures, d'autre part à l'erreur due aux variations dans le temps, du rapport C^{14}/C^{12} de l'atmosphère, mais encore à l'erreur provoquée par la contamination du matériel fossile. Il est impossible de connaître le sens de ces erreurs mais lorsqu'elles s'ajoutent elles peuvent entraîner un décalage important entre la date vraie et la datation radiocarbone.

Il faut noter dès à présent, afin d'en tenir compte dans la suite de la discussion, l'importance du tassement des sédiments du marais de Dol. Il s'agit bien d'un tassement et non d'une subsidence car l'altitude des sédiments de la base correspond à celle des sédiments du même âge, en d'autres points. Cette courbe sera

cependant précieuse pour confirmer les oscillations négatives.

a - Les oscillations négatives

Dans une telle étude ce sont essentiellement les oscillations négatives qui apparaissent car elles ont laissé, sous forme de tourbe et de dépôts organiques, des témoins relativement faciles à dater.

La plus ancienne oscillation négative de la transgression flandrienne qui a pu être mise en évidence le long du littoral armoricain est celle de l'Atlantique, vers 7 200 années B.P. Le stationnement marin qui se situe à - 13 m sous le niveau actuel se traduit sur les berges concaves de la Rance par le développement de marécages, dans la baie du Mont-Saint-Michel par l'extension des schorres vers le Nord au-dessus de la slikke préexistante. Elle avait été déjà observée dans la baie de Cancale (J. B o u r c a r t et G. B o i l l o t, 1960 a).

L'oscillation de la fin de l'Atlantique - début du Subboréal, vers 5 500 années B.P. est très importante dans la baie du Mont-Saint-Michel mais elle est également sensible dans le Léon à Tréoupan. A l'Est comme à l'Ouest, l'altitude de la mer au cours de cette oscillation paraît identique : 8,80 m au-dessous de son niveau actuel.

L'oscillation du Subboréal, vers 3 800 - 3 600 B.P. présente un caractère plus général que les précédentes. Elle est évidente dans la baie du Mont-Saint-Michel, la vallée de la Vilaine à Redon. Dans le Léon toutefois elle apparaît moins nettement sinon par la formation d'un plus grand nombre de dépôts tourbeux au cours de cette période. Pour apprécier l'altitude de la mer au cours de cette phase régressive, il n'est pas possible de s'appuyer sur les échantillons du marais de Dol, mais dans le Léon, sur les estrans, elle ne semble pas être descendue au-dessous de 5 m.

L'oscillation négative vers 2 400 B.P. a certainement été importante. Mais a-t-elle été de courte durée ou s'est-elle prolongée au-delà du Gallo-Romain ? Seules deux datations, à Argenton et au Leguer, peuvent attester d'une remontée de la mer vers 2 000 B.P. ; ces datations peuvent être difficilement confirmées par l'analyse pollinique, les modifications de la végétation entre 3 000 et le début de l'époque historique étant très faibles.

b - Les oscillations positives

Si les oscillations négatives sont les plus facilement observables, il est cependant parfois possible de jalonner la remontée marine qui leur succède. Ceci grâce à des dépôts saumâtres qui, à l'amont des estuaires ou en haut de plage, ont été soustraits peu après leur formation, du domaine maritime par des cordons sableux et ainsi protégés des incursions marines plus récentes. De telles conditions se présentent évidemment en nombre limité. Mais les oscillations positives principales ont pu être mises en évidence : vers 7 050 B.P. dans le marais de Châteauneuf à l'extrémité

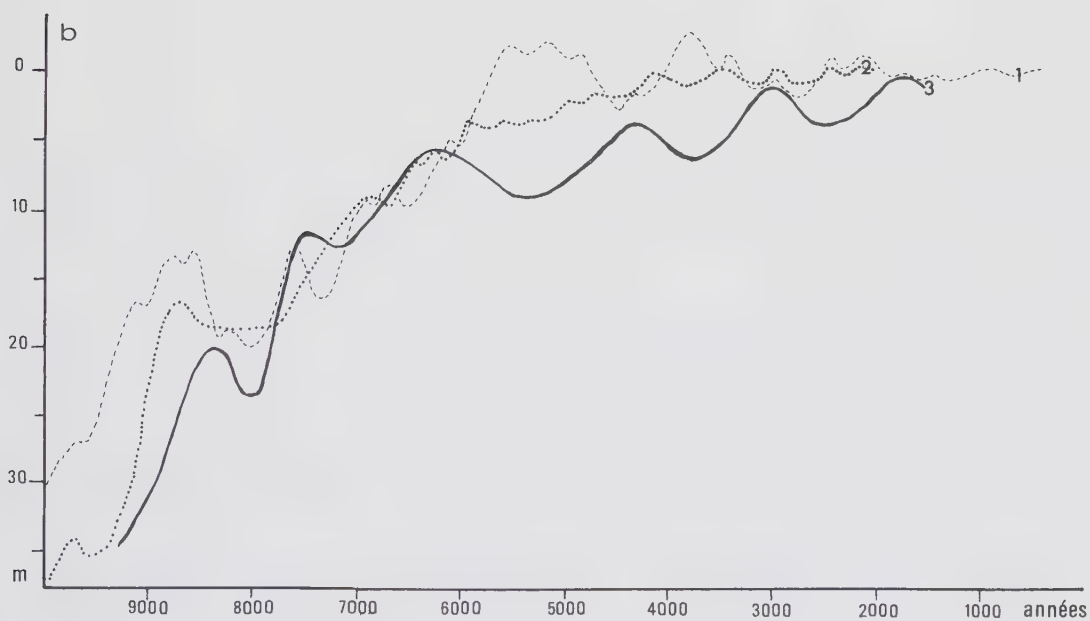
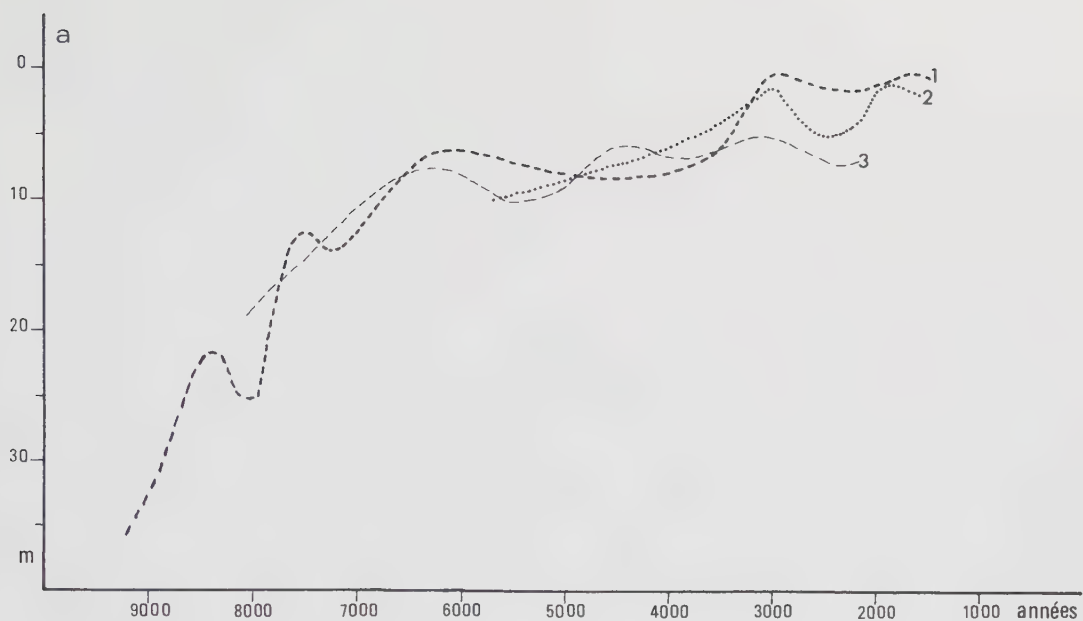


Fig. 97 a. - Courbes des variations apparentes du niveau de la mer en Bretagne : dans les estuaires (1), sur les estrans (2), dans le marais de Dol-de-Bretagne (3).

b. - Comparaison entre la courbe armoricaine (3), la courbe (1) de R.W. Fairbridge (1961) et la courbe (2) de N.A. Möerner (1969).

occidentale du marais de Dol, entre 4 800 et 4 400 B.P. dans le Biez Jean, toujours dans le marais de Dol et enfin entre 3 500 B.P. et 3 000 B.P. sur les estrans du Léon.

Je n'ai rencontré sur le littoral armoricain aucun indice permettant d'affirmer l'existence, au cours de la période historique, d'un niveau supérieur à l'actuel. Par contre, lors des oscillations positives, à 3 000 et 2 000 B.P., la mer a atteint et peut-être légèrement dépassé le niveau actuel.

c - Comparaison avec les courbes de R.W. F a i r b r i d g e 1961, N.A. M ö r n e r, 1969

Il est intéressant d'examiner comment s'insèrent ces résultats dans les données mondiales. Un premier point important apparaît en Armorique : la mer serait montée au Flandrien par une série d'oscillations et non de façon linéaire. C'est donc aux courbes présentant ce caractère, celle de R.W. F a i r b r i d g e (1961) basée sur des résultats obtenus en différents points du monde et N.A. M ö r n e r (1969) établie en Scandinavie, entre autres que la courbe armoricaine doit être comparée (fig. 98).

La courbe de R.W. F a i r b r i d g e (1961) est une courbe classique car elle représente une certaine vision de la transgression flandrienne, celle qui s'oppose à l'idée d'une progression régulière. Mais elle ne peut être analysée dans le détail car elle fait appel à des données trop différentes et difficilement comparables.

La courbe de N.A. M ö r n e r (1969) répond à la nécessité actuelle d'études approfondies d'une région. Elle a été établies par des méthodes identiques à celles employées pour la courbe armoricaine et bien qu'elle ait exigé des réajustements de côte à cause de l'isostasie, elle peut servir d'utile point de comparaison.

La courbe armoricaine est volontairement simplifiée. J'ai tenu compte uniquement des grands mouvements confirmés dans plusieurs sites. Dans certains gisements apparaissent parfois des petites oscillations qui peuvent être dus à des déplacements de cordons littoraux plus qu'à des mouvements effectifs du niveau de la mer.

Si pour la période comprise entre 7 900 et 6 000 B.P. on constate une bonne concordance entre les trois courbes, il n'en est pas de même pour les autres périodes du Flandrien.

Le littoral armoricain apporte peu de renseignements sur la position de la mer avant 7 900 B.P. Seul le dépôt de l'Aber-Ildut, à -22 m sous le niveau des plus hautes mers et daté de 7 950 années constitue un jalon certain. Les sédiments de Cherbourg ont été bien datés mais ils ont pu se déposer sous quelques mètres d'eau.

Pour les 6 000 dernières années, on constate que la courbe armoricaine se trouve parfois en retrait de près de 5 m par rapport aux deux autres courbes ; il s'agit là d'un écart important qui est, pour le Massif Armoricain, indiscutable.

Cette partie de la courbe s'appuie non seulement sur les données palynologiques, exposées dans ce travail, mais également sur des données archéologiques (G. D é l i - b r i a s, P.R. G i o t, P.L. G o u l e t q u e r, M.T. M o r z a d e c - K e r f o u r n, 1969) ; données que l'on peut rappeler brièvement. Les estrans actuels ont été occupés au cours du Néolithique et de la Protohistoire par des populations recherchant la proximité de la mer. Vieux sols et monuments mégalithiques sont les témoins de cette occupation entre 5 500 et 4 000 B.P. Ils nécessitent, pour la plupart, un niveau de la mer, inférieur de 4 à 5 m, pour demeurer en dehors de la zone de balancement des marées. C'est le cas de l'habitat néolithique du Curnic en Guissény et des monuments mégalithiques submergés du Léon (cf. p. 142) et, sur la côte sud de la Bretagne, entre autres, du cercle de menhirs d'Er Lannig dans le golfe du Morbihan. Les vestiges de l'Age du Bronze ancien sont rares sur les estrans, ce qui tendrait à confirmer l'importance de la remontée marine entre 4 000 et 3 000 B.P. De la fin du Bronze au Gallo-Romain, la régression au-dessous de 5 m est attestée par la présence de foyers liés à l'industrie du sel.

Cet écart est trop grand pour être considéré comme résultant d'une simple différence dans l'appréciation de l'altitude. Le Massif Armoricaïn semble pouvoir être considéré comme une région stable ; du moins est-il difficile d'envisager des mouvements récents d'une telle amplitude. Le marégraphe de Brest a enregistré entre 1 807 et 1 936 une montée relative du niveau marin de l'ordre de 0,8 mm par an, ce qui est selon N.A. M ö r n e r (1973) du même ordre de grandeur que la montée eustatique. Une part de ce décalage peut éventuellement être attribuée à des conditions géomorphologiques particulières. Comme nous l'avons déjà souligné (G. D é l i - b r i a s, P.R. G i o t, P.L. G o u l e t q u e r, M.T. M o r z a d e c - K e r f o u r n, 1969), la progression de la transgression flandrienne n'implique pas seulement une montée du niveau marin, mais aussi le démantèlement de toutes les formations pleistocènes, très épaisses le long de la côte septentrionale de la Bretagne, qui pouvait introduire un décalage temporaire dans l'arrivée des eaux. Cependant au moment des oscillations positives qui se trouvent à leur maximum peu avant 3 000 B.P. et 2 000 B.P., la mer a atteint le niveau actuel et pour ces périodes la courbe armoricaine rejoint les courbes de R.W. F a i r b r i d g e et N.A. M ö r n e r.

De nombreux auteurs (S. J e l g e r s m a 1961, F.P. S h e p p a r d 1963, R.P. S u g g a t e 1968) concluent à une remontée régulière de la mer au Flandrien; le caractère oscillatoire, apparent dans certaine région, serait dû à l'existence temporaire de cordons littoraux de protection, simulant des phases régressives. L'étude du marais de Dol-de-Bretagne montre la présence de 4 cordons littoraux

successifs liés aux phases transgressives. Les dépôts tourbeux qui se constituent lors des phases régressives sont des dépôts de schorre, de pré-salé et non des dépôts de marais derrière cordon de barrage.

Les courbes régulières proposées semblent donc devoir être considérées comme des courbes moyennes ; dans la plupart des cas les effets des oscillations positives et négatives ayant tendance à s'annuler.

Au Flandrien les oscillations climatiques ont été nombreuses et parfois importantes (cf. W. D a n s g a a r d et al. 1970, par exemple). Il est donc logique de penser que ces oscillations se sont répercutées sur le niveau marin même s'il y a entre les deux phénomènes un décalage dans le temps.

Remarque. - De faibles pourcentages de kystes de Dinoflagellés, moins de 5 %, s'observent sous deux conditions : lorsque la salinité est normale (rade de Brest) ou lorsque la marée pénètre dans un milieu lacustre fermé (étang littoral). Dans un estuaire, comme celui de la Vilaine, la fréquence des kystes est plus élevée à l'amont, à la limite de la zone maritime (Redon), qu'à l'aval (Arzal). Il existe donc un taux de salinité minimal au-dessous duquel l'enkystement des Dinoflagellés se produit.

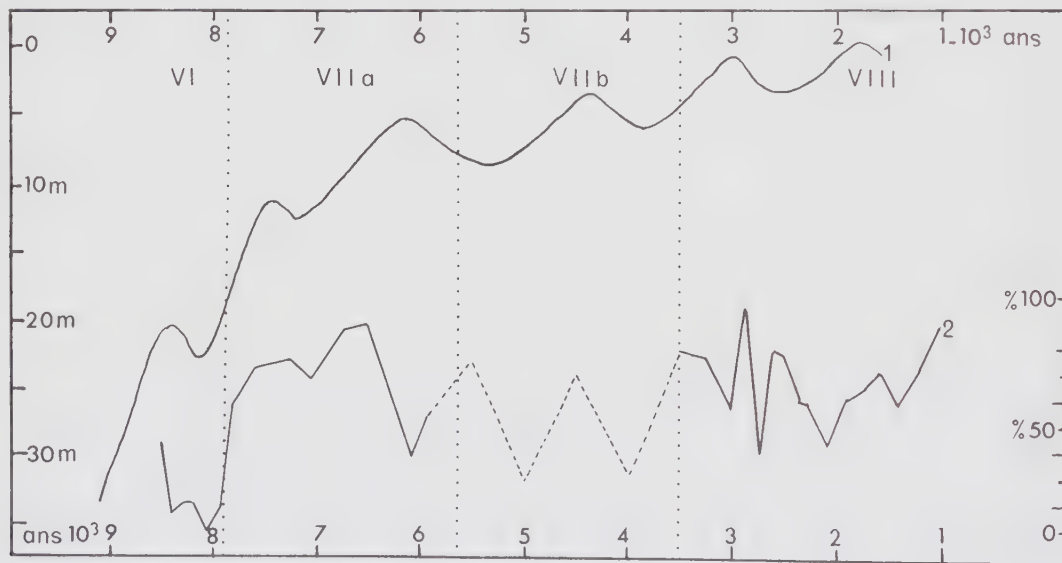


Fig. 98. - Variation du niveau marin (1), répartition des "Hystrichosphères" à Redon - S.36 (2).

A Redon, à la limite du domaine tidal saumâtre, la représentation des "hystrichosphères" dans les vases suit le rythme des oscillations du niveau marin (fig. 98). Le seuil de salinité minimal préjudiciable au bon développement des Dinoflagellés étant franchi, l'apport de kystes est fonction du volume des eaux salées atteignant Redon, donc de l'extension de la marée de salinité vers l'amont elle-même liée aux oscillations du niveau marin. Cette constatation tend à confirmer la validité de la courbe de variation du niveau marin proposée. (Au Subboréal, la sédimentation est trop perturbée pour envisager une relation entre les deux courbes).

C O N C L U S I O N

Si la division du Quaternaire en deux époques (le Pleistocène et l'Holocène) ne se justifie pas du point de vue stratigraphique - l'Holocène n'étant qu'un interglaciaire au même titre que les précédents - il est cependant nécessaire d'aborder leur étude séparément. Les dépôts pleistocènes anciens sont rares et obligent à une part d'interprétation, tandis que la fréquence des gisements flandriens nécessite une analyse systématique très fine.

Dans les conclusions des seconde et troisième parties consacrées respectivement à l'étude du Quaternaire littoral antéflandrien et flandrien, les caractères des sédiments organiques armoricains, leurs relations avec les dépôts non fossilifères en particulier les dépôts marins sont précisés, les corrélations stratigraphiques sont discutées, un schéma de l'évolution de la ligne de rivage armoricaine est proposé.

Cette étude basée sur la seule analyse des dépôts organiques littoraux touche néanmoins deux problèmes essentiels du Quaternaire - car ils sont à la base de la stratigraphie - : les variations climatiques et les variations du niveau marin.

I - L E S V A R I A T I O N S C L I M A T I Q U E S

L'intérêt de l'analyse pollinique a été de mettre en évidence trois cycles interglaciaires (Pleistocène inférieur, Holsteinien, Eemien) caractérisés par des associations polliniques distinctes et deux interstades appartenant à la dernière glaciation (Weichsel) (fig. 99). Elle a permis également d'établir pour le Flandrien une biostratigraphie précise appuyée par des datations radiocarbone.

1 - Les taxons à répartition actuelle nord-américaine et est-asiatique qui existaient au Pliocène disparaissent de la flore armoricaine à la fin du Pleistocène inférieur avant les grandes glaciations.

2 - Comme partout en Europe Nord-occidentale, la végétation des deux derniers interglaciaires est distincte : développement d'*Abies* à l'Holsteinien, de

Carpinus et de *Picea* à l'Eemien. Le degré de réchauffement est comparable à celui du maximum flandrien. Une oscillation froide, assez importante puisqu'elle se marque par un recul des arbres thermophiles (fig. 24, p. 62) apparaît au cours du pénultième interglaciaire.

3 - Les conditions climatiques très rudes qui ont sévi au Pléniglaciaire pendant la dernière glaciation, ont entraîné l'installation d'une steppe froide dans la partie septentrionale du Massif Armoricain.

4 - A la fin de la dernière glaciation l'oscillation chaude de l'Alleröd, contemporaine de la fin du Paléolithique, bien que de courte durée a été relativement

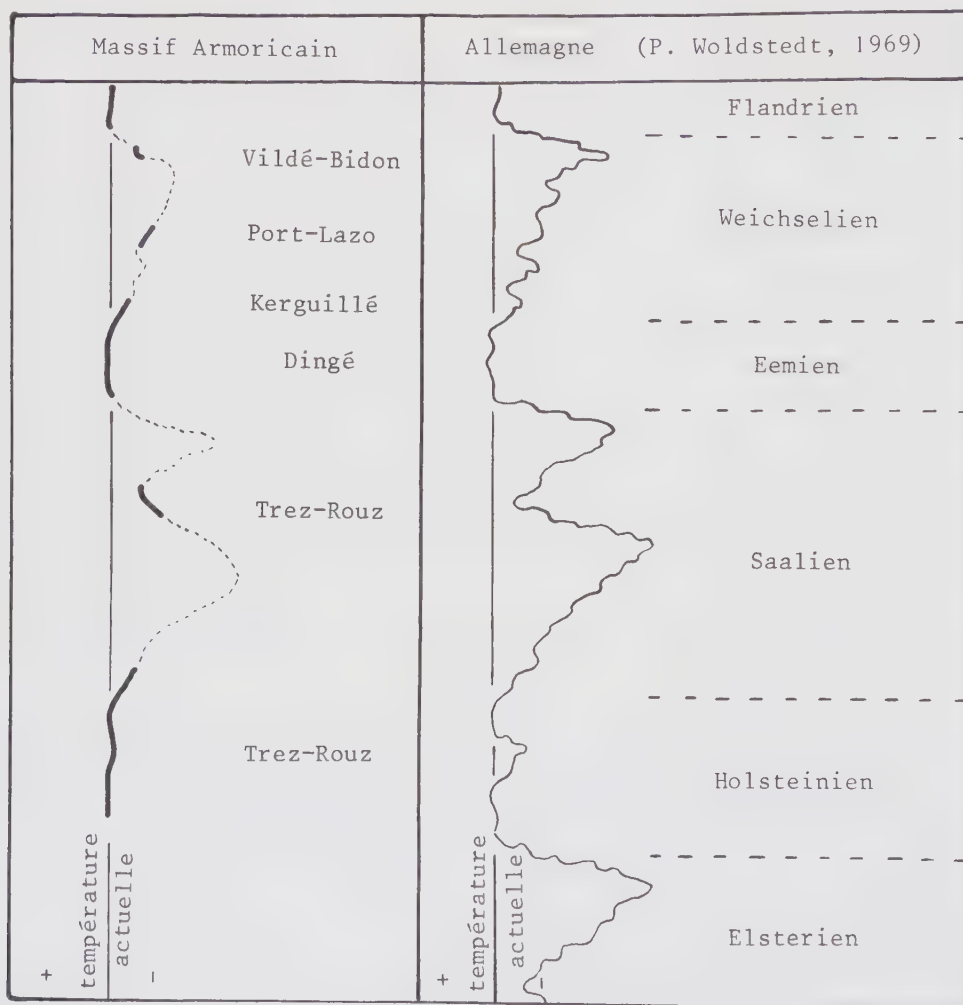


Fig. 99. - Séquence climatique de la fin du Pleistocène en Bretagne (basée sur l'analyse pollinique) comparée à celle du N de l'Allemagne (P. Woldstedt, 1969).

clémente. Elle a permis l'apparition des essences thermophiles : *Quercus*, *Corylus*.

5 - Au Flandrien, dès le Préboréal, on assiste au retour de la Chênaie ; l'Atlantique qui est la période la plus chaude correspond à son apogée. Le Subboréal, particulièrement humide le long du littoral a vu le développement de nombreux marécages à *Alnus*. Avec le Subatlantique s'amorce une nouvelle dégradation climatique, masquée souvent par l'activité humaine.

II - LES VARIATIONS DU NIVEAU MARIN

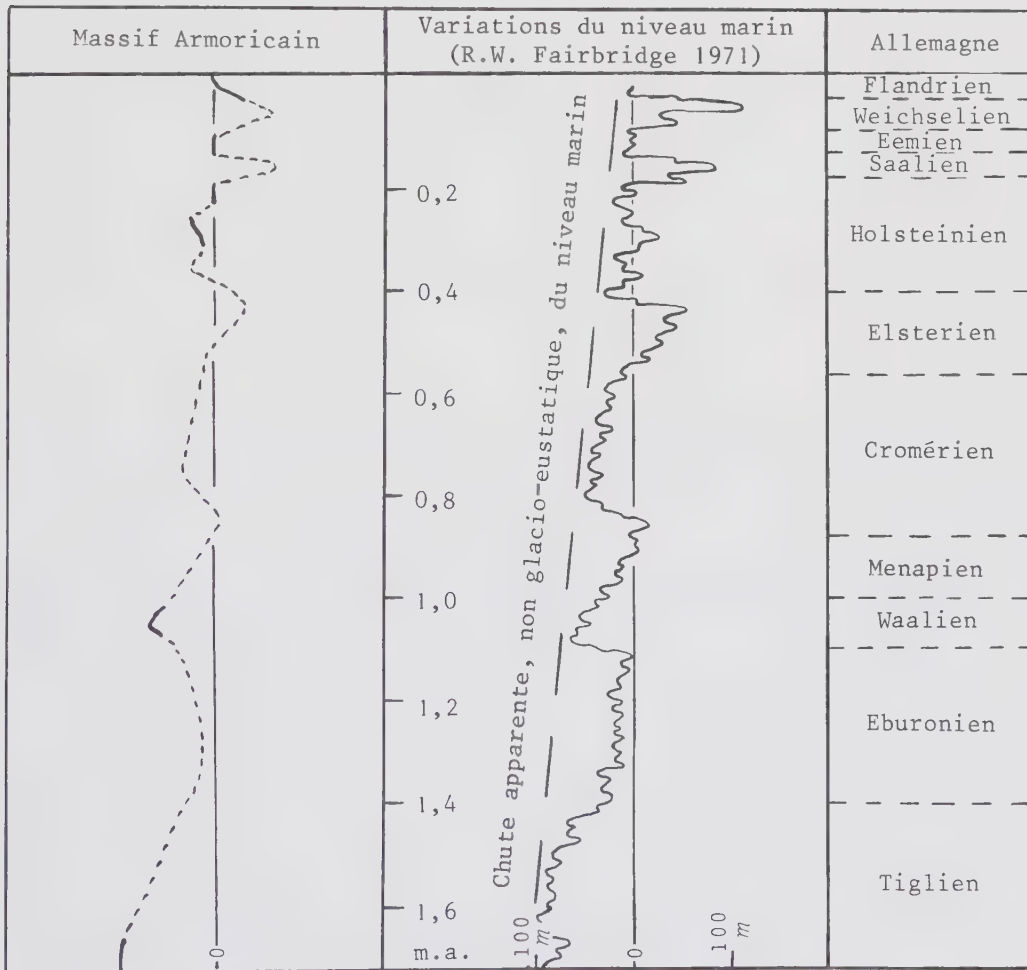


Fig. 100. - Altitude des niveaux marins pleistocènes reconnus dans le Massif Armoricain, comparée à la courbe générale proposée par R.W. Fairbridge (1971).

Les variations du niveau marin observables dans le Massif Armoricain ne représentent qu'une faible part des mouvements qui se sont manifestés au cours du Quaternaire.

1 - L'altitude d'un certain nombre de stationnements marins a pu être précisée :

- entre 60 et 30 m pour la fin du Pleistocène inférieur,
- vers 6 m et au-dessus (18 m ?) à l'Holsteinien,
- légèrement supérieur à l'actuel, à l'Éemien,
- au-dessous du niveau actuel pendant le Weichselien.

Le problème des dépôts hauts-normanniens, (entre 10 et 20 m en moyenne) est difficile à résoudre. Il s'y rattache des problèmes stratigraphiques et géochronologiques très complexes, actuellement en pleine évolution.

Dans l'ensemble les plages bas-normanniennes peuvent être considérées comme éemiennes. Mais ceci n'exclut pas que certaines plages anciennes, vers 5 m, puissent également appartenir à l'Holsteinien.

2 - C'est à la fin des périodes interglaciaires, alors que les conditions climatiques sont déjà très rigoureuses sur le continent, que la mer a atteint son altitude maximum.

3 - Les sables dunaires, fréquents au-dessus des dépôts de plage ou de marais du dernier interglaciaire, se sont mis en place au début de la phase régressive en même temps que les premières coulées de boue (plage de Kerguillé en Crozon).

4 - Au Flandrien, la mer est remontée par une série d'oscillations successives. Au cours des deux dernières oscillations positives, vers 3 000 et 2 000 années B.P., elle s'est approchée et a peut-être légèrement dépassé son niveau actuel.

5 - La mer a atteint le littoral actuel à la fin de la période boréale, vers 8 000 années B.P., dans les lits fluviatiles creusés jusqu'à 25 m de profondeur lors de la dernière glaciation. Jusqu'à la fin de l'Atlantique la montée du niveau marin est très rapide, 12 m en moins de 1 000 années, et la sédimentation est sableuse. Au-delà, dès les premiers indices de ralentissement de la transgression, la sédimentation devient plus fine ; de la tange, dans laquelle les micro-organismes calcaires et les débris coquilliers sont très importants, se dépose dans les zones calmes.

INDEX DES GISEMENTS

Le numéro qui précède le nom de la localité est reporté sur la figure 101.

L'âge du dépôt est indiqué par l'abréviation : P. inf. = Pleistocène inférieur ;

Ho = Holsteinien ; Ee = Eemien ; W = Weichselien ; Fl = Flandrien ; A = Actuel.

La pagination des diagrammes polliniques est indiquée en italique.

- 1 - ABER-ILDUT (Finistère) - Men Garo, (Fl), 105, *107*.
- 2 - ARZAL (Morbihan) - Les Vieilles Roches, (Fl), 88, *90*.
- 3 - BREST (Finistère) - La rade, le banc de Saint-Marc, (Fl), 96, *100, 101*.
- 4 - BRIGNOGAN (Finistère) - Plage des Chardons Bleus, (Fl), 161, *162*.
- 5 - BRIGNOGAN (Finistère) - Plage du Schluz, (Fl), 165, *164*.
- 6 - CHATEAUNEUF (Ille-et-Vilaine) - Le marais noir, (Fl), 125, *125*⁻¹.
- 7 - CHERBOURG (Manche) - Baie des Becquet, (Fl), 114, *112*.
- 8 - CHERBOURG (Manche) - La rade, (Fl), 115, *112*.
- 9 - CROZON (Finistère) - Kerguillé (= Porz Koubou), (Ee), 51, *53*.
- 10 - CROZON (Finistère) - Trez-Rouz, (Ho, Ee), 39, *42*⁻¹.
- 11 - DINGE (Ille-et-Vilaine) - La Motte aux Anglais, (Ee), 48, *50*.
- 12 - FOUESNANT (Finistère) - Anse de Mousterlin, (A), 24, *19*⁻¹.
- 13 - GOULVEN (Finistère) - Plage de Goulven, (Fl), 166, *167*.
- 14 - LAMPAUL-POUARZEL (Finistère) - Plage de Rubian, (Fl), 146, *147*⁻¹.
- 15 - LANDUNVEZ (Finistère) - Argenton, plage de Gwen Trez, (Fl), 150, *152, 152*⁻¹.
- 16 - LANGON (Ille-et-Vilaine) - (Fl), 85, *86*.
- 17 - LANMERIN (Côtes-du-Nord) - La Salle, (P. inf.), 34, *35*.
- 18 - LE MONT-DOL (Ille-et-Vilaine) - W, S et N du Mont-Dol ; E et SW de la Blanchardière ; SW de la Bégaudière, (Fl), 128, *130*^{-1→7}.
- 19 - LILLEMER (Ille-et-Vilaine) - (Fl), 122, *123*⁻².
- 20 - PLEGUER (Ille-et-Vilaine) - Vildé-Bidon, (Fl, W), 57, *57, 122, 123*⁻¹.
- 21 - PLEVENON (Côtes-du-Nord) - Les Grèves d'en Bas, (A), 18, *19*⁻¹.
- 22 - PLOUDALMEZEAU (Finistère) - Plage de Tréompan, (Fl), 155, *156*.
- 23 - PLOUESCAT (Finistère) - Plage de Porsguen, (Fl), 168, *169*.
- 24 - PLOUEZEC (Côtes-du-Nord) - Port-Lazo, (W), 54, *55*.
- 25 - PLOUGUERNEAU (Finistère) - Plage an Al ar Dreaz, (Fl), 159, *160*⁻¹.
- 26 - PLOULECH (Côtes-du-Nord) - Le Leguer, (Fl), 108, *109, 110*.



Fig. 101. - Localisation des gisements étudiés.

- 27 - PLOUNEOUR-TREZ (Finistère) - Plage du Lividic, (F1), 165, 166-1.
- 28 - PORSPODER (Finistère) - Plage du Gratz, (F1), 148, 147-1.
- 29 - QUEMPELVEN (Côtes-du-Nord) - Le Pont Roux, (P. inf.), 34, 35.
- 30 - REDON (Ille-et-Vilaine) - (F1), 77, 79-1, 80-1.
- 31 - SAINT-SERVAN (Ille-et-Vilaine) - La Rance, plage du Rosais, (F1), 111, 112.
- 32 - SANTEC (Finistère) - Plage de Jugan, (F1), 171, 171-1.
- 33 - TREZIEN (Finistère) - Plage de Pors à Vigné, (F1), 145, 146.

O U V R A G E S C I T E S

- ANDERSEN, S.T., 1966.- Interglacial succession and lake development in Denmark. *The Palaeobotanist*, 15 : 117.
- BABIN, C., DIDIER, J., MOIGN, A. et PLUSQUELLEC, Y., 1969.- Goulet et rade de Brest : essai de géologie sous-marine. *Rev. géog. phys. géol. dyn.*, XI, 1 : 55-63.
- BACSAK, G., 1955.- Pliozän- und Pleistozänzeitalter im Licht der Himmelsmechanik. *Acta Geol., Acad. Sci. Hung.*, 3 : 305-346.
- BARROIS, Ch., 1877.- Note sur les traces de l'époque glaciaire en quelques points des côtes de Bretagne. *Bull. Soc. géol. France*, V : 535-537.
- BENNEMA, J., 1954.- Holocene movements of land and sea-level in the coastal area of the Netherlands. *Geol. en Mijnb.*, 16 : 254-264.
- BERTHOIS, L. et AUFFRET, G., 1968.- Contribution à l'étude des conditions de sédimentation dans la rade de Brest. *Cahier océanogr.*, XX, 10 : 893-920.
- BERTHOIS, L. et AUFFRET, G., 1969.- Contribution à l'étude des conditions de sédimentation dans la rade de Brest. *Cahier océanogr.*, XXI, 5 : 469-485.
- BERTHOIS, L. et GUILCHER, A., 1959.- Les bancs de Saint-Marc et du Moulin Blanc (Rade de Brest) et remarques sur la sédimentation du Maërl (*Lithothamnium calcareum*). *Cahier océanogr.*, IX : 13-23.
- BOILLOT, G., 1964.- Géologie de la Manche occidentale. Fonds rocheux, dépôts quaternaires, sédiments actuels. *Ann. Inst. Océan.*, 42, 1 : 1-220.
- BOURCART, J. et BOILLOT, G., 1960.- Etude des dépôts flandriens de l'anse Duguesclin, près de Cancale (Ille-et-Vilaine). *Bull. Soc. géol. France*, 7, 11 : 45-49.
- BRIARD, J., 1965.- Les dépôts bretons et l'Age du Bronze atlantique. *Thèse*, 352 p., Rennes.
- BRIARD, J., GUERIN, C., MORZADEC-KERFOURN, M.T., PLUSQUELLEC, Y., 1971.- Le site de Porsguen en Plouescat (Finistère Nord). Faune, flore, archéologie. *Bull. Soc. géol. minér. Bretagne*, C, II, 2 (1970) : 45-60.

- BRISTOW, C.R. et COX, F.C., 1973.- The Gipping Till a reappraisal of East Anglian glacial stratigraphy. *Journ. Géol. Soc.*, 129, 1 : 1-37.
- BROUWER, A., 1949.- Pollenanalytisch en geologisch onderzoek van het Onderen Midden-Pleistoceen van Noord-Nederland. *Leidse geol. Medede.*, 14 B : 258-346.
- CHAUVEL, J., 1956.- La faune pliocène de Saint-Jean-la-Poterie (Morbihan). *Bull. Soc. géol. minér. Bretagne*, 1 : 66-74.
- CHAURIS, L., 1966.- Vue d'ensemble sur la géologie de l'île d'Ouessant (Finistère). *Bull. Soc. géol. minér. Bretagne*, nouv. série (1964-1965) : 87-119.
- CHOUX, J., 1959.- Contribution à l'étude sédimentologique des formations meubles de la Rance maritime. *Bull. Soc. géol. minér. Bretagne*, nouv. série, 1 : 37-66.
- COLLIN, L., 1913.- Formations quaternaires de la côte nord de la presqu'île de Crozon. *C. R. Soc. géol. minér. Bretagne*, 4 : 2-4.
- CORILLION, R., 1962.- Notice sommaire de la carte de la végétation de la France n° 21.
- CORILLION, R. et GEHU, J.M., 1958.- Sur quelques aspects généraux de la végétation de la côte d'Erquy - Fréhel. *Bull. Lab. Marit. Dinard*, 44 : 26-35.
- DANGEARD, L., 1936.- Sur la définition d'un étage normannien. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, 164-166.
- DANGEARD, L. et GRAINDOR, M., 1956.- L'étage normannien et ses divisions. *C.R. Ac. Sci.* 242 : 1744-1745.
- DANSGAARD, W., JOHNSEN, S.J., CLAUSEN, H.B., LANGWAY, C.C., 1970.- Ice cores and Paleoclimatology. Radiocarbon variations and Absolute chronology. *Nobel Symposium 12* : 337-351. I.U. Olsson édit. Stockholm.
- DELIBRIAS, G., 1972.- Validité et interprétation des âges C 14. *Mém. B.R.G.M. Fr.*, 77 : 957-962.
- DELIBRIAS, G. et GIOT, P.R., 1970.- Inadéquation, Hétérogénéité et contamination des échantillons soumis pour les datations radiocarbone. *Bull. Soc. Préhist. Fr.*, 67 : 135-137.
- DELIBRIAS, G., GIOT, P.R., GOULETQUER, P.L. et MORZADÉC-KERFOURN, M.T., 1971.- Evolution de la ligne de rivage le long du littoral armoricain depuis le Néolithique. *Quaternaria*, XIV : 175-179.
- DELIBRIAS, G. et GUILLIER, M.T., 1971.- The Sea-level on the Atlantic coast and the Channel for the last 11 000 years by the 14 C method. *Quaternaria*, XIV : 131-135.
- DELIBRIAS, G., GUILLER, M.T. et LABEYRIE, J., 1971.- Gif natural Radiocarbon measurements VI. *Radiocarbon*, 13, 2 : 213-254.
- DELIBRIAS, G. et LARSONNEUR, C., 1966.- Datation absolue de dépôts organiques würmiens en Normandie. *C.R. Ac. Sc.*, 263 : 1022-1024.

- DEPERET, C., 1918-1922.- Essai de coordination chronologique générale des temps quaternaires. *C.R. Ac. Sc.*, 166 : 480-486, 174 : 1502-1505, 174 : 1594-1598.
- DESDOIGTS, J.Y., 1970.- Le Marais de Dol occidental. Etude géomorphologique. *Mém. Labo. Géomorph.*, 18 : 236 p. Dinard.
- DEVOIR, A., 1911.- Témoins mégalithiques des variations des rivages armoricains. Quimper.
- DE VRIES, H., 1958.- Variations in concentration of radiocarbon with time and location on earth. *Proc. Koninkl. Nederl. Akad. van Wetensch.*, B, 61 : 1.
- DIMBLEBY, G.W., 1961.- Soil pollen analyses. *J. Soil Sci.*, 12, 1 : 1-11.
- DONNER, J.J., 1971.- Towards a stratigraphical division of the Finnish Quaternary. *Commentationes Physico. Mathematicae*, 41 : 281-305.
- DUBOIS, G., 1924.- Recherches sur les terrains quaternaires du Nord de la France. *Mém. Soc. géol. Nord*, VIII : 1-357 p. Lille.
- DUBOIS, G. et C., 1933.- Sur la silve de l'Armor léonard depuis le Flandrien moyen et sur la genèse de quelques tourbes en cette contrée. *C.R. Ac. Sc.*, 197 : 1145.
- DUBOIS, C. et SAUVAGE, J., 1963.- Analyses sporo-polliniques de tourbes en Bretagne septentrionale (Santec et Le Guerzit). *Bull. Serv. Carte géol., Als.-Lorr.*, 16 : 241-247.
- DUPONT, P., 1955.- Végétation des marais de la Vilaine maritime. *Soc. Sci. Bretagne*, 65-104.
- DURAND, S., 1960.- Le Tertiaire de Bretagne. Etude stratigraphique, sédimentologique et tectonique. *Mém. Soc. géol. minér. Bretagne*, XII : 389 p.
- DURAND, S. et KERFOURN, M.T., 1963.- Etude des sédiments plio-quaternaires du val de Vilaine aux environs de Redon (Ille-et-Vilaine). *Bull. Soc. géol. minér. Bretagne*, nouv. série, 1-2, (1961) : 103-114.
- DURAND, S. et PELHATE, A., 1961.- A propos des microfossiles des sédiments flandriens du Massif Armoricain. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, 6 : 167-168.
- ELHAI, H., 1962.- Analyse pollinique d'un dépôt organique intercalé dans le head d'Ecalgrain. *Bull. Soc. Linn. Normandie*, 8 : 93-95.
- ELHAI, H., 1963.- La Normandie occidentale entre la Seine et le Golfe normand-breton. Etude morphologique. *Thèse*, 624 p. Bordeaux. Imp. Bière.
- ELHAI, H. et PRENANT, A., 1963.- Présence et extension d'un niveau marin littoral interglaciaire sur la côte du Médoc. *Bull. Soc. géol. Fr.*, V : 495-507.
- EMILIANI, C., 1955.- Pleistocene temperatures. *Journ. géol.*, vol. 63 : 538-578.
- ERICSON, D.B., 1961.- Pleistocene climatic record in some deep-sea sediments cores. *Annals New-York Acad. Sci.*, vol. 95, n° 1 : 537-541.
- ERDTMAN, O., 1924.- Studies in Micro-Palaeontology, I-IV, *Geol. Förm. Förhandl.*, 46 : 676-681.

- ESTEIOULE-CHOUX, J., 1970.- Contribution à l'étude des Argiles du Massif Armoricaïn. *Mém. Soc. géol. minér. Bretagne*, 14 : 319 p.
- FAEGRI, K. et IVERSEN, J., 1950.- Text-book of Modern Pollen Analysis. *Copenhagen*, 168 p.
- FAIRBRIDGE, R.W., 1961.- Discussion sur la datation par radiocarbone de tourbes flandriennes de la côte bretonne (à propos d'une note de MM. J. BOURCART et G. BOILLOT). *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, 5 : 138-139.
- FAIRBRIDGE, R.W., 1961.- Eustatic changes in sea level. *Physics and Chemistry of the Earth*, 4 : 99-185.
- FAIRBRIDGE, R.W., 1965.- Ancient shorelines and absolute dating. *Report of the VIth International Congress on Quaternary*, 1961, I : 653-676. Warsaw.
- FAIRBRIDGE, R.W., 1971.- Quaternary Shoreline Problems at Inqua, 1969. *Quaternaria*, XV: 1-18.
- FRECHEN, J. et LIPPOLT, H.J., 1965.- Kalium-Argon-Daten zum Alter des Laacher vulkanismus, der Rheinterrassen und der Eiszeiten. *Eiszeitalter u. gegenwart*, 16 : 5-30.
- GEHU, J.M. et PLANCHAIS, N., 1965.- Evolution de la végétation de quelques landes littorales bretonnes, d'après l'analyse pollinique des sols. *Pollen et Spores*, VII, 2 : 339-360.
- GILL, E.D., 1969.- The Paris symposium on world sea-levels of the past 11 000 years. *Rapport ronéo*.
- GIOT, P.R., 1960.- Vers une échelle chronologique "absolue" pour la Préhistoire et la Protohistoire armoricaine. *Ann. de Bretagne*, LXVII : 33-44.
- GIOT, P.R., 1963.- Problèmes de géologie quaternaire en Bretagne. *Quartär* (1962), 14 : 1-14.
- GIOT, P.R., 1968.- La Bretagne au péril des mers holocènes, in La Préhistoire, problèmes et tendances. *C.N.R.S. Paris*.
- GIOT, P.R., 1968.- Chronique des datations radiocarbone armoricaines. *Ann. de Bretagne*, LXXV, 153-154.
- GIOT, P.R., 1969.- Chronique des datations radiocarbone armoricaines. *Ann. de Bretagne*, LXXVI : 153-162.
- GIOT, P.R. avec la collaboration de L'HELGOUACH, J., BRIARD, J., WATERBOLK, H.T., VAN ZEIST, W. et MULLER-WILLE, M.- Une station du Néolithique primaire armoricaïn : Le Curnic en Guissény (Finistère). *Bull. S.P.F.*, LVII, 1-2 : 38-50.
- GIOT, P.R. et MONNIER, J.L., 1972a.- Chronologie relative des plages anciennes, des industries, des limons et des sols fossiles associés du Nord de la Bretagne. *C.R. Ac. Sci.*, 274 : 2288-2290.

- GIOT, P.R. et MONNIER, J.L., 1972b.- Quelques sites du Quaternaire littoral de la Bretagne septentrionale. *Bull. A.F.E.Q.*, 2 : 83-100.
- GODWIN, H., 1940.- Pollen analysis and Forest History of England and Walles. *New Phytologist*, 39, 4 : 370-400.
- GODWIN, H., 1956.- The History of the British flora. A factual basis for phytogeography. Cambridge University Press, 384 p.
- GODWIN, H., 1961.- The Croonian lecture : "Radiocarbon dating and Quaternary History in Britain". *Proc. Roy. Soc. London*, B, 153 : 287-320.
- GOULETQUER, P.L., 1966.- Etudes sur les briquetages. III - Les briquetages armoricains. *Ann. de Bretagne*, LXXIII, 83-118.
- GOULETQUER, P.L., 1970.- Les briquetages armoricains ; technologie protohistorique du sel en Armorique. *Thèse*. Rennes.
- GRUGER, E., 1968.- Vegetationsgeschichtliche Untersuchungen an cromerzeitlichen Ablagerungen im nördlichen Randgebiet der deutschen Mittelgebirge. *Eiszeitalter u. Gegenwart*, 18 : 204-235.
- GUERIN, C. et PLUSQUELLEC, Y. 1965.- Découverte de Vertébrés quaternaires à l'entrée de l'Aber-Ildut. *Penn ar Bed*, 5, 43 : 143-148.
- GUILCHER, A., 1948.- Le relief de la Bretagne méridionale, de la baie de Douarnenez à la Vilaine. *Thèse*, 682 p. Imp. Potier. La Roche-sur-Yon.
- GUILCHER, A., 1967.- Morpho-sédimentologie de la proche plate-forme continentale atlantique entre Ouessant et les Sables d'Olonne. *Rev. géogr. phys. géol. dynam.*, IX, 2 : 181-190.
- GUILCHER, A., 1969.- Pleistocene and Holocene sea level changes. *Earth Sci. Reviews*, 5 : 69-97.
- GUILCHER, A. et PRULEAU, M., 1962.- Morphologie et sédimentologie sous-marines de la partie orientale de la Rade de Brest. *Com. Trav. Hist. Sc.*, *Bull. Sect. géogr.*, 75 : 81-116.
- GUILLERM, E., 1965.- Forêts sous la mer. *L'Aventure sous-marine*, 56 : 211-216.
- GUILLAUME-BRUNO, S., 1972.- Le Plio-Quaternaire des côtes du Morbihan. Etude sédimentologique et stratigraphique. *Thèse 3e cycle*, 121 p. Orsay.
- HALLEGOUET, B., 1971.- Le Bas-Léon (Finistère-France), étude géomorphologique. *Thèse 3e cycle*, Lettres, 260 p. Brest.
- HALLEGOUET, B., GIOT, P.R. et BRIARD, J., 1971.- Habitat et dépôt de l'âge du Bronze au Lividic en Plounéour-Trez (Finistère). *Ann. de Bretagne*, LXXVIII, 1 : 59-72.
- HINSCHBERGER, F., 1964.- La répartition des fonds sous-marins dans le vestibule du Goulet de Brest. *C.R. Ac. Sci.*, 258 : 6497-6499.

- HINSCHBERGER, F., 1969.- L'Iroise et les abords d'Ouessant et de Sein. Etude de morphologie et de sédimentologie sous-marines. *Thèse*, 307 p. Paris.
- HINSCHBERGER, F. et CORLAY, J.P., 1967.- Reconstitution d'un réseau hydrographique immergé autour d'Ouessant et du plateau de Molène (Finistère). *Norvès*, 14, 56 : 569-584.
- HORN, R., VANNEY, J.R., BOILLOT, G. et LECLAIRE, L., 1966.- Résultats géologiques d'une prospection sismique par la méthode "boomer" au large du Massif Armoricaïn méridional. *C.R. Ac. Sci.*, 263 : 1560-1563.
- IVERSEN, J., 1941.- Land occupation in Denmark's Stone Age. A pollen analytical study of the influence of farmer culture on the vegetation development. *Danm. Geol. Unders.*, II, n° 66 : 1-68.
- IVERSEN, J., 1949.- The influence of Prehistoric Man on vegetation. *Danm. Geol. Unders.*, IV, 3, 6 : 5-25.
- IVERSEN, J., 1958.- The bearing of glacial and interglacial epochs on the formation and extinction of plant taxa. *Uppsala Univ. Arsskr.*, 6 : 210.
- IVERSEN, J., 1960.- Problems of the Early Post-glacial Forest Development in Denmark. *Danm. Geol. Unders.*, IV, 4, 3 : 1-32.
- JELGERSMA, S., 1961.- Holocene sea-level changes in the Netherlands. *Meded. Geol. Stichting*, série C, VI, 7 : 1-100.
- JESSEN, K. et MILTHERS, V., 1928.- Stratigraphical and Paleontological Studies of Interglacial Fresh-water Deposits in Jutland and North-West Germany. *Danm. Geol. Unders.*, 48 : 1-379.
- KEMPF, E.K., 1966.- Das Holstein-Interglacial von Tönisberg im Rahmen des niederrheinischen Pleistozöns. *Eiszeitalter u. Gegenwart*, 17 : 5-60.
- KERFORNE, F., 1921.- Sur les dunes de Camaret (Finistère). *Bull. Soc. géol. minér. Bretagne*, II, fasc. spéc. : 145-148.
- KERFOURN, M.T., 1962.- Etude sédimentologique des formations quaternaires de la région de Brignogan (Finistère). *Bull. Soc. géol. minér. Bretagne*, nouv. série, 2, (1960) : 1-71.
- KERFOURN, M.T., 1964.- Les dunes de la côte occidentale du Plateau du Léon. *Congrès de la mer*. Saint-Cast.
- KERFOURN, M.T., 1965.- Analyse pollinique des sédiments flandriens de la vallée de la Vilaine aux environs de Redon (Ille-et-Vilaine). *Bull. Soc. géol. minér. Bretagne*, nouv. série, (1962-1963) : 147-157.
- KERFOURN, M.T., 1965.- L'analyse pollinique permet de rapporter au Pleistocène inférieur un dépôt littoral découvert à Lanmérin (Côtes-du-Nord). *C. R. Ac. Sci.*, 260 : 254-255.
- KERFOURN, M.T., 1965.- Le dépôt tourbeux de l'anse de Trez-Rouz à Camaret (Finistère) peut être rapporté à l'interglaciaire Mindel-Riss. *C. R. Ac. Sci.*, 260 : 2024-2026.

- KERVILLER, R., 1893.- Le chronomètre préhistorique de Saint-Nazaire. *Armorique et Bretagne*, recueil d'études sur l'Archéologie, l'histoire et la biographie bretonnes publiées de 1873 à 1892 revues et complètement transformées, 41 p. Champion Libraire. Paris.
- LA FRUGLAYE (Comte de), 1811.- In *Journal des Mines*, XXX : 387.
- LAMOTHE, L. de 1918.- Les anciennes nappes alluviales et lignes de rivage du bassin de la Somme et leurs rapports avec celles de la Méditerranée occidentale. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 18 : 3-58.
- LARSONNEUR, C., 1971.- Manche centrale et Baie de Seine : géologie du substratum et des dépôts meubles. *Thèse*, 394 p. Caen.
- LEBESCONTE, P., 1898.- Périodes géologiques gallo-romaine et franque. Leurs relations avec le Quaternaire, le Pliocène et l'époque moderne. *Bull. Soc. Sci. méd. Ouest* : 354-408.
- LE CALVEZ, Y., 1966.- Foraminifères des marnes à huîtres de Quemperven. *Bull. A.F.E.Q.*, 2 : 151.
- LEROI-GOURHAN, Arl., 1965.- Chronologie des grottes d'Arcy-sur-Cure (Yonne). I - Climats du Quaternaire récent. *Gallia Préhist.*, 7 : 1-35.
- L'HELGOUACH, J., 1965.- Les sépultures mégalithiques en Armorique (dolmens à couloir et allées couvertes). *Thèse*, 330 p. Rennes.
- LIBBY, W.F., 1952.- Radiocarbon Dating. University of Chicago Press.
- MASSARD, J., 1909.- Essai de géographie botanique des districts littoraux et alluviaux de la Belgique. *Recueil Inst. Bota. les Errera*, VII : 428-433. Bruxelles.
- MELOU, M., 1968.- Contribution à l'étude sédimentologique du Quaternaire sud-finistérien. L'anse de Trez-Rouz et la ria de l'Odé. *Thèse 3e cycle*, Sciences. Orsay.
- MILANKOVICH, M., 1941.- Kanon der Erdbestrahlung und seine Anwendung auf das Eiszeitenproblem. *Acad. Roy. Serbe*, ed. sp., 133 : 33.
- MILON, Y., 1937.- L'estuaire de la Laïta. *C.R. somm. Soc. géol. minér. Bretagne*, III, 1 : 5-7.
- MISKOVSKY, J.C., 1970.- Stratigraphie et Paléoclimatologie du Quaternaire du midi méditerranéen, d'après l'étude sédimentologique du remplissage des grottes et abris sous roche. *Thèse*, 1970, 747 p. Paris.
- MITCHELL, G.F., 1960.- The Pleistocene history of the Irish Sea. *Advancement of Science*, 68 : 313-325.
- MITCHELL, G.F., 1965.- The St Erth Beds, An alternative explanation. *Proc. Geol. Ass.*, 76 : 345-366.
- MITCHELL, G.F., 1972.- The Pleistocene History of the Irish sea : Second approximation. *Sci. Proceedings*, série C, *Royal Dublin Soc.*, 4 : 181-199.

- MITCHELL, G.F. et WATTS, W.A., 1970.- The History of the Ericaceae in Ireland during the Quaternary epoch in *Studies in the vegetational History of the British Isles* (ed. Walker and West). Cambridge University Press : 13-21.
- MORNER, N.A., 1969.- Eustatic and climatic changes during the last 15 000 years. *Geol. en Mijnb.*, 48, 4 : 389-399.
- MORNER, N.A., 1969.- The late Quaternary history of the Kattegat Sea and the Swedish West coast. *Sveriges Geol. Unders.*, 63, 3, 487 p.
- MORNER, N.A., 1971.- The position of the Ocean level during the interstadial at about 30 000 B.P. A discussion from a climatic glaciologie point of view. *Canad. J. Earth Sci.*, 8, 1 : 129-143.
- MORZADEC-KERFOURN, M.T., 1966.- Etude des Acritarches et Dinoflagellés des sédiments vaseux de la vallée de la Vilaine aux environs de Redon (Ille-et-Vilaine). *Bull. Soc. géol. minér. Bretagne*, nouv. série, (1966) : 87-92.
- MORZADEC-KERFOURN, M.T., 1967.- Analyse pollinique d'une tourbe littorale à Plouguerneau (Finistère). *Bull. Soc. géol. minér. Bretagne*, nouv. série, (1966) : 87-92.
- MORZADEC-KERFOURN, M.T., 1969a.- Le Quaternaire de la plage de Trez-Rouz (NE de Camaret-Finistère). *Bull. A.F.E.Q.*, 2 : 129-138.
- MORZADEC-KERFOURN, M.T., 1969.- Variations de la ligne de rivage au cours du Post-glaciaire le long de la côte nord du Finistère. Analyses polliniques de tourbes et de dépôts organiques littoraux. *Bull. A.F.E.Q.*, 4 : 285-318.
- MORZADEC-KERFOURN, M.T., 1972.- Chronologie des formations littorales pléistocènes du Massif Armoricaïn. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, 3 : 133.
- MORZADEC-KERFOURN, M.T. et DELIBRIAS, G., 1972.- Analyses Polliniques et Datations Radiocarbones des sédiments quaternaires prélevés en Manche centrale et orientale. *Mém. B.R.G.M.*, n° 79 : 160-165.
- MUNAUT, A.V., 1967.- Recherches paléo-écologiques en Basse et Moyenne Belgique. *Acta Geogr. Lovaniensia*, Thèse, 186 p.
- MUSSET, R., 1922.- The geographical characteristics of the Western France. *Geogr. Rev.* : 84-99.
- NIORT, P.L., 1952.- Ossements de Mammifères extraits des alluvions de la Loire. *Comptes rendus du Congrès des Sociétés savantes de Paris et des départements*. Rennes, 1951. Imp. Gauthier-Villars, Paris.
- OLDFIELD, F., 1968.- The Quaternary succession of the French Pays-Basque. I- Stratigraphy and pollen analysis. *New Phytologist*, 67 : 677-731.
- PAEPE, R. et ZAGWIJN, W., 1972.- Possibilités de corrélation des dépôts weichseliens de la Belgique et des Pays-Bas. *Bull. A.F.E.Q.*, 1 : 59-69.

- PELHATE, A., 1956.- Contribution à l'étude des dépôts littoraux du Golfe normanno-breton. *Mém. Soc. géol. minér. Bretagne*, 11 : 217-289.
- PHILIPPONNEAU, M., 1956.- La baie du Mont-Saint-Michel. Etude de morphologie littorale. *Mém. Soc. géol. minér. Bretagne*, 11 : 1-216.
- PIKE, K. et GODWIN, H., 1952.- The interglacial at Clacton - on - Sea, Essex. *Quart. J. geol. Soc. London*, 108 : 261-272.
- PINOT, J.P., 1966.- Quelques hauts niveaux marins quaternaires de la côte du Trégor central. *Bull. A.F.E.Q.*, 2 : 139-150.
- PLANCHAIS, N., 1971.- Histoire de la végétation post-würmienne des plaines du Bassin de la Loire, d'après l'analyse pollinique. *Thèse*, 115 p. Montpellier.
- PLANCHAIS, N. et CORILLION, R., 1967.- Recherche sur l'évolution récente de la flore et de la végétation de Belle-Ile-en-Mer (Morbihan), d'après l'analyse pollinique de la tourbière submergée de Ster Vras. *Bull. Soc. bot. Fr.*, 115 : 441-458.
- PLUSQUELLEC, Y., 1968.- Découverte d'un *Cervus elaphus* Linné dans le Trieux (Côtes-du-Nord). *Penn ar Bed*, 6, 54 : 305-307.
- PONS, L.J., JELGERSMA, S., WIGGERS, A.J. et de JONG, J.D., 1963.- Evolution of the Netherlands coastal area during the Holocene. *Verhandel. Koninkl. Ned. Geol. Mijnbouw. Genoot. Geol. ser.*, 21, 2 : 197-208.
- PUSSENOT, Ch. 1919.- Au sujet d'une submersion récente des côtes du Morbihan. *C.R. somm. Ac. Sci.*, CLXIX : 386-388.
- REID, C. et E., 1915.- The Pliocene floras of the Dutch - Prussian border. *Meded. Rijksopsp. v. Delfstoffen*, 6.
- RIVIERE, A., VERNHET, S., ARBEY, F. et RIVIERE, M., 1966.- Sur les terrains récents des côtes atlantiques. *C.R. Ac. Sci.*, 262 : 5-7.
- ROSSIGNOL, M., 1962.- Analyse pollinique de sédiments marins quaternaires en Israël. II- Sédiments pleistocènes. *Pollen et Spores*, IV, 1 : 121-148.
- ROUX, I. et LEROI-GOURHAN, Arl., 1965.- Les défrichements de la période atlantique. *Bull. S.P.F.*, LXI, (1964), 2 : 309-315.
- SANQUER, R., 1968.- Découvertes récentes aux environs de Brest (Période romaine) : le réservoir à Poissons du Curnic en Guissény. *Ann. de Bretagne*, LXXV : 246-265.
- SANQUER, R., 1969.- Un site archéologique côtier : l'établissement gallo-romain du Curnic en Guissény. *Penn ar Bed*, 7, 57 : 68-74.
- SAUVAGE, J., 1963.- Palynologie de tourbes littorales à l'île de Batz (Bretagne). *Grana Palynologica*, 4, 3 : 459-465.
- SHEPARD, F.P., 1963.- Thirty-five-thousands years of sea level *in* Essays in marine geology, Univ. S. California Press. Los Angeles.

- SHOTTON, F.W., 1967.- The problems and contributions of methods of absolute dating within the Pleistocene period. *Quart. J. geol. Soc. London*, 122 : 357-383.
- SHOTTON, F.W. et WILLIAMS, R.E.G., 1971.- Birmingham University. Radiocarbon dates V. *Radiocarbon*, 13, 2 : 141-156.
- SIRODOT, S., 1878.- Age du gisement du Mont-Dol. Constitution et mode de formation de la plaine basse dite marais de Dol. *C.R. somm. Ac. Sci.*, LXXXVII : 267-269.
- SIRODOT, S., 1891.- De l'âge relatif du gisement quaternaire du Mont-Dol. *C.R. somm. Ac. Sci.*, CXII : 1180-1182.
- STEPHENS, N., 1966.- Some Pleistocene deposits in North Devon. *Biul. Peryglacialny.*, 15 : 103-114.
- STEPHENS, N. et SYNGE, F.M., 1966.- Pleistocene shorelines. In *Essays in geomorphology* : 1-51. Ed. G.H. Dury. London.
- STEVENS, L.A., 1959.- The Interglacial of the Nar Valley, Norfolk. *Quart. J. geol. Soc. London*, 115 : 291-315.
- SUESS, H.E., 1970.- Bristlecone-pine calibration of the radiocarbon time-scale 5 200 BC to the present. *Nobel Symposium 12. Radiocarbon, variations and Absolute chronology*: 303-311. I.U. Olsson édi.
- SUGGATE, R.P., 1968.- Post-glacial sea level rise in the Christchurch metropolitan area, New Zealand. *Geol. en Mijnb.*, 47, 3 : 291-297.
- TERS, M., 1961.- La Vendée littorale : étude géomorphologique. *Thèse*, 578 p. Paris.
- TERS, M. et PINOT, J.P., 1969.- Livret guide de l'excursion A 10 : littoral atlantique VIIIe Congrès I.N.Q.U.A. Paris.
- THURBER, D.L., BROECKER, W.S. et KAUFMAN, A., 1965.- The comparison of radiocarbon ages of carbonates with uranium series ages. In *Proceeding sixth. Inter. Conf. Radiocarbon and tritium dating*, Washington state University : 367-382.
- TROELS-SMITH, J., 1960.- Ivy, Mistletoe and Elm, Climate Indicators-Folder Plants. *Darm. Geol. Unders.*, IV, 4, 4 : 1-32.
- TURNER, C. et WEST, R.G., 1968.- The Subdivision and zonation of interglacial periods. *Eiszeitalter u. Gegenwart*, 19 : 93-101.
- VAN CAMPO, M., 1950.- Une méthode de préparation très rapide des tourbes en vue de leur analyse pollinique. *Bull. Soc. bot. Fr.*, 97 : 216.
- VAN CAMPO, M. et LEROI-GOURHAN, Arl., 1956.- Un paysage forestier rissien dans l'Yonne. *Bull. Soc. bot. Fr.*, 103 : 285-286.
- VAN DER HAMMEN, T., 1952.- Dating and Correlation of periglacial deposits in Middle and Western Europe. *Geol. en Mijnb. nouv. série*, 14, 9 : 238-336.

- VAN DER HAMMEN, T., 1953.- Late glacial flora and periglacial phenomena in the Netherlands. *Leidse geol. Meded.*, 17 : 71-183.
- VANNEY, J.R., 1964.- Morphologie sous-marine du Mor Bras, Bretagne. *Cahier océanogr.*, 16 : 529-546.
- VAN ZEIST, W., 1963.- Recherches palynologiques en Bretagne occidentale. *Norvès*, 10, 37 : 5-19.
- VAN ZEIST, W., 1964.- A Paleobotanical Study of some Bogs in Western Brittany (Finistère), France. *Palaeohistoria*, X : 157-180.
- VERGER, F., 1953.- Marais et wadden du littoral français. 544 p. Biscaye Ed. Bordeaux.
- WALKER, D., 1953.- The Interglacial deposits at Histon Road, Cambridge. *Quart. J. Geol. Soc. London*, 431, 3 : 273-282.
- WALL, D. et DALE, B., 1967.- Early Pleistocene Dinoflagellates from the Royal Society Borehole at Ludham, Norfolk. *New Phytologist*, 67 : 315-326.
- WALL, D. et DALE, B., 1968.- Modern dinoflagellate cysts and evolution of the Peridinales. *Micropaléontology*, 14, 3 : 265-304.
- WEST, R.G., 1956.- The interglacial deposits at Hoxne, Suffolk. *Phil. Trans. Roy. Soc. London*, 239 : 265-356.
- WEST, R.G., 1957.- Interglacial Deposits at Bobbitshole, Ipswich. *Phil. Trans.*, B, 241 : 1-31.
- WEST, R.G., 1959.- Interglacial and Interstadial vegetation in England. *Proc. Linn. Soc. London*, 172 : 81-89.
- WEST, R.G., 1961.- Vegetational history of the Early Pleistocene of the Royal Society Borehole at Ludham, Norfolk. *Proc. R. Soc.*, B, 155 : 437-453.
- WEST, R.G., 1963.- Problems of the British Quaternary. *Proc. Geol. Ass. London*, 74 : 147-186.
- WEST, R.G., 1964.- The international vegetation of Britain and continental Europe compared. *I.N.Q.U.A., Report of the VIth International Congress on Quaternary*, Warsaw, 1961, 2 : 503-507.
- WEST, R.G., 1968.- Pleistocene geology and biology. *Longmans London*, 377 p.
- WEST, R.G., 1969.- Stratigraphy and Palaeobotany of the Cromer Forest Bed Series. *Comm. VIII I.N.Q.U.A. Congress*, Paris, 1969.
- WEST, R.G., 1969.- Pollen analyses from Interglacial Deposits at Aveley and Grays, Essex. *Proc. Geol. Ass.*, 80, 3 : 271-282.
- WEST, R.G., 1970.- Pollen Zones in the Pleistocene of Great Britain and their correlation. *New Phytologist*, 69 : 1179-1183.

- WEST, R.G. et DONNER, J.J., 1956.- The glaciation of East Anglia and the East Midlands : a Differentiation based on Stone orientation measurement of the Tills. *Quart. J. Geol. Soc. London*, 112 : 69-133.
- WEST, R.G. et SPARKS, B.W., 1960.- Coastal interglacial deposits of the English Channel. *Phil. Trans. Roy. Soc.*, (B), 243 : 95-133.
- WEST, R.G. et WILSON, D.G., 1966.- Cromer Forest Bed Series. *Nature*, 209 : 497-498.
- WOLDSTEDT, P., 1958.- *Das Eiszeitalter*, II, 438 p. Stuttgart.
- ZAGWIJN, W.H., 1960.- Aspects of the Pliocene and Early Pleistocene vegetation in the Netherlands. *Meded. Geol. Stichting*, Series C-III, 5 : 1-78.
- ZAGWIJN, W.H., 1961.- Vegetation, climate and Radiocarbon datings in the late Pleistocene of the Netherlands. Part I : Eemian and Early Weichselian. *Med. Geol. Sticht. N.S.*, 14 : 15-45, pl. 1-3.
- ZAGWIJN, W.H., VAN MONTFRANS, H.M. et ZANDSTRA, J.G., 1971.- Subdivision of the "Cromerian" in the Netherlands ; Pollen-analysis, Palaeomagnetism and sedimentary petrology. *Geol. en Mijnb.*, 50 : 41-58.
- ZEUNER, F.E., 1945.- The Pleistocene Period, its climate, chronology and faunal succession. 322 p. Ray Society, London.
- ZEUNER, F.E., 1959.- The Pleistocene Period, its climate, chronology and faunal succession. 447 p. Hutchinson Sci. and Techn., London.

VU :
Le Président de la Thèse

J. COGNÉ

VU :
Le Directeur de Thèse

P.R. GIOT

VU et APPROUVE
RENNES, le 7 Mai 1973

P/ Le Directeur de l'U.E.R.
"Structure et Propriétés de la Matière"
Le Directeur-adjoint,

J. MEINNEL

VU et PERMIS D'IMPRIMER N° 119 A
RENNES, le 23 Mai 1973

Le Président de l'Université de RENNES,

C. CHAMPAUD

